ОСНОВИ
МАТЕМАТИЧНЕ И ФИЗИЧКЕ
ГЕОГРАФИЈЕ

II. ДЕО

АТМОСФЕРА — ОКЕАНИ

НАПИСАО
ПАВЛЕ ВУЈЕВИЋ
ПРОФЕСОР УНИВЕРСИТЕТА У БЕОГРАДУ



ДРЖАВНА ШТАМПАРИЈА
КРАЉЕВИНЕ СРБА, ХРВАТА И СЛОВЕНАЦА
БЕОГРАД — 1926.

САДРЖАЈ

АТМОСФЕРА

Најлакши је и најпокретљивији земљин саставни део ваздух, који ју обмотава са свих страна, те одељује копнене и водене масе од простора васионе. С тога је ваздушан обмот назван *атмосфера*, т. ј. *ваздушна кугла* или *лопта*. Честице ваздуха стално су у гасовитом стању и то је узрок, што све појаве, које се догађају у атмосфери подлеже врло наглим променама. Променљивост је, дакле, најосновнија и најкарактеристичнија црта свих ваздушних појава.

Сви услови и догађаји у ваздуху прикази су физичких принципа. У њему се особине гасова и пара, закони топлоте и кретања показују у примерима толико огромних размера, какве се у физичким лабораторијима никада не могу добити, па ипак ни у колико не утичу на примену општих физичких закона.

Појавама у ваздуху баве се две науке: Метеорологија и Климатологија. Елементи су у обе науке исти; али, док Метеорологија, по грчком наука о појавама изнад Земље, испитује елементе саме, њихов постанак, физичке особине, законе стварања и промена, Климатологија их узима као нешто готово, и проучава, каквим утицајима подлеже на земљиној површини, на који их начин и у коликој мери ови утицаји мењају и т. д. Метеорологија се по томе ослања на физичке методе рада; задатак јој је, да главне појаве у ваздуху представи у њиховој законитој вези, и огранак је Физике. Међутим је Климатологија беочуг између Метеорологије и Географије, и у главном се на ову ослања. Задатак Климатологије је, да прикаже утицаје околне природе на метеоролошке елементе и на све временске појаве, које се услед оних претварају у гомилу климатских појава; дакле, да генетски утврди климатски облик појединих места или предела на Земљи, обзирући се нарочито на физичке услове и физиографију тих места или предела. С тога се може рећи, да је Климатологија наука о географском распрострањењу битних атмосферских појава, или, што је исто, наука о климатским облицима разних предела[1]).

---

[1]) Најважнији уџбеници су: *Prof. Dr. Julius von Hann, Lehrbuch der Meteorologie.* Dritte unter Mitwirkung von Prof. Dr. R. Süring in Potsdam umgearbeitete Auflage. Leipzig 1915. Chr. Herm. Tauchnitz. — *Alfred Angot, Traité élementaire de Météorologie.* III-eme édit., revue et corrigée. Paris 1916. Gauthier-Villars et Cie. — *William Morris Dawis, Elementary Meteorology.* Boston—New York—Chicago—London, 1894. Ginn & Company. — *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* Dritte, wesentlich umgearbeitete und vermehrte Auflage. Stuttgart. 1908—1911. J. Elgelhorn. Ово је дело изашло у три књиге.

Општи појмови о ваздуху.

Састав ваздуха изнад земљине површине. — Веома се дуго о саставу ваздуха није ништа знало, јер се стално веровало, да је он једна од основних стихија. Тек је у другој половини XVII. столећа Швеђанин *Шеле* доказао, да у ваздуху има извесних гасовитих супстанција, осим тога, да ваздух није елемент, односно стихија, него да је састављен из два гаса: кисеоника и азота. То је био увод у сазнање о ваздушном саставу.

Данас је састав ваздуха добро познат, и утврђено је, да он није хемијски спој, него *смеса* неколиких хемијских елемената и спојева, који су стално у ваздуху, и некојих састојака, којих може бити у врло променљивим количинама. Непосредно изнад земљине површине састав сувог ваздуха је доста константан, нарочито код елемената, и однос између најглавнијих саставних делова је, изражен у процентима запремине, оволики: азот 78·06, кисеоник 20·90, аргон 0·937 и угљени диоксид 0·029, али је ова величина колебљива. Поред ових има још неколиких хемијских елемената, који долазе у врло незнатним количинама: водоник и т. зв. племенити (зато што су ретки) гасови: хелијум, неон, криптон и ксенон. Од тих су саставних делова хемијски јако активни кисеоник и угљени диоксид, јер изазивају многобројне хемијске промене и утичу на органски живот.

Нарочито је значајан кисеоник, који је на читавој Земљи један од најважнијих елемената, али га у ваздуху има доста мало. У океанима га има око 1000 пута више, а у земљиној кори, до 16 километара дубине, око 6000 пута више. Па ипак ваздушни кисеоник има капиталан значај, јер без њега не би било сагоревања, а и живот је у главном процес сагоревања, т. ј. спајања једног дела крви са кисеоником. Највише је у ваздуху заступљен азот, инертан елемент, који се доста тешко и нерадо спаја са осталима. С тога је још у прастаром добу, када су се остали елементи спајали и образовали течне или чврсте супстанције, остао и даље у земљиној атмосфери, као неупотребљив елемент. Али је и он важан чинилац за одржавање живота, јер ако би у ваздуху било више кисеоника, по што га има, дисање би било немирније, крвоток знатно убрзан, сагоревање јаче, а живот знатно скраћен. Што то није случај треба захвалити азоту који има супротне особине од кисеоника. Док овај потпомаже ватру, у азоту се одмах угаси, а животиња сместа угуши. Ваздушни азот, према томе, смањује дејство сагоревања и продужује анималан живот.

Поред споменутих елемената има у ваздуху и врло променљивог састојка *озона*, који је алотропија кисеоника, јер у молекилу озона има три атома кисеоника (O_3), док је молекил кисеоника састављен из два

атома. Озон се нарочито ствара при електричним пражњењима у ваздуху, т. ј. приликом севања муња, и при апсорпцији инфраљубичастих зракова у високим слојевима атмосфере, а кишама и ваздушним струјама доспева у ниже и приземне слојеве. С тога је озон сталан, али незнатан састојак ваздуха, па ипак има хигијенски значај, јер указује на чистоту ваздуха: што је више озона, тим је ваздух чистији. По томе је јасно, да у слободној природи има више озона, него у варошима и њиховој околини.

За вегетабилан живот најважнији су хемијски спојеви, који се јављају у променљивим количинама: угљени диоксид, амонијак и шалитрена киселина (HNO_3); први као храна биљака, а два друга као природно ђубрење земљишта азотом, јер их кише доносе у земљину површину. На велику садржину угљеног диоксида у ваздуху нарочито утичу индустријске вароши и због тога он стоји у супротним односима са озоном.

Напослетку, у ваздуху има увек, али у врло променљивим количинама, лебдећих чврстих честица, органских састојака и водене паре. Све лебдеће чврсте честице зову се општим именом *прашина*, али међу њу не спада само прашина у правом смислу речи, него и чађ, вулкански пепео, честице соли, семење и прашак биљака и т. д. Најопштији узрок за прашину у ваздуху је ветар, али само у оном случају, што наиђе на наго и зубом времена уситњено и измрвљено тле. То се догађа на њивама у пролетњим и летњим месецима после дуготрајне суше. Али у земљама, које су у већем делу године суве, ветар може увек да узвртложи и собом односи прашину и песак: ситније честице до већих висина и врло далеко од места постанка, а крупније до мањих висина и краћих удаљења. У степским пределима прашина остаје у ваздуху по неколико недеља, за време сушног годишњег доба, и тек првом кишом падне на земљину површину и сталожи се. Према томе се добија доста јасно правило о распрострањењу прашине. Она је везана за оне области и она годишња времена, у којима влада суша и где ветар са наго осушеног тла односи њезине честице.

Количина органских заметака, односно мијазама и бактерија у ваздуху, мења се према годишњим временима и према месту. Највише их је за време лета, а најмање у зимским месецима. Исто их је тако знатно више у варошком ваздуху, него на пољанама. Нарочито их је мало у ваздуху на високим планинама, изнад океана и пустињских предела. За смањивање броја бактерија важан је чинилац и киша, јер их спира и за неко време доноси чист ваздух са већих висина.

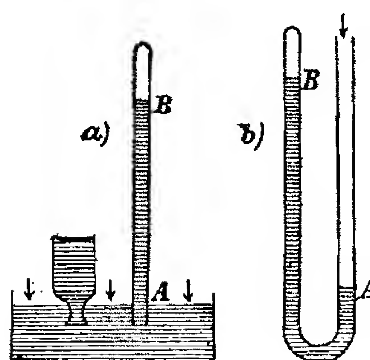
Водене паре може бити у ваздуху од минималних количина до 25 грамова у кубном метру и њој ће се доцније обратити нарочита пажња.

Ваздушни притисак и његово опадање са висином. — И ако привидно изгледа, да ваздух не врши никакав притисак, јер га никако

не осећамо, ипак и он подлежи утицају земљине теже, те мора притискивати свако тело испод себе, као што га притискују течности. О тој су чињеници добијени први докази око половине XVII. столећа, до којих се дошло на овај начин.

У Фиоренци је ископан веома дубок студенац, али је аспирацијони шмрк могао да извуче воду само до 10 метара висине, а више не, ма да је био тачно конструисан. *Галилеј* ту чињеницу није могао објаснити и саветовао је *Торичели*ју, да ју покуша решити. Он се латио тога рада, а са њим је експерименте вршио и *Вивиани*.

Одавна је било познато, да течност из пуне боце неће никако отећи, ако се затворена окрене натрашке и загњури у суд са истом течношћу, па се тада отвори (в. скицу 160. а.). То се покушавало са разним течностима и боца је увек остајала пуна. Та појава је тумачена тиме, што се природа боји од празнине. Веровало се, да сва течна тела имају страх од празнине, „horror vacui", и да с тога испуњавају све празне просторе. *Торичели* је, међутим, узео за покушаје праву цев са 1 метром дужине, која је на једном крају затворена, а на другом отворена. Када је цев напуњена са живом и спуштена у суд са истом течношћу, на исти начин као што се чинило са боцом, жива се спустила за четвртину дужине, до тачке *B* или до 76 центиметара висине. Доцније је цев преиначена: место праве цеви узета је цев U облика, која је са једне стране била затворена. Када је половина цеви напуњена живом, стављена је у усправан положај (скица 160, b.), али се и тада показало, да је жива у затвореном делу спала до тачке *B*, а у отвореном да се издигла до тачке *A*, и да је разлика између оба нивоа била опет 76 центиметара. По томе је *Торичели* закључио, да је „horror vacui" снага одређене величине[1]) и да лежи у затвореном делу цеви, код тачке *B*. У супротном смислу и правилније је овај појав протумачио *Вивиани*, јер је указао, да та снага не лежи код тачке *B*, него у отвореном делу цеви код тачке *A*, и да је та снага ваздух.



Скица 160.

Према овоме излази, да је ваздух тешко тело и да је његов притисак узрок, што се жива у отвореној цеви одржава до извесне висине. Висина *AB* одговара притиску ваздушног стуба од површине *A* до његове горње границе. Ако се узме цев са површином од 1 цм², а као течност жива, може се прорачунати величина ваздушног притиска, с помоћу живине познате специфичке тежине (13·596) и стуба AB; она је

[1]) Тај празан део је назван *Торичелијева празнина.*

$13 \cdot 596 \times 76 = 1033 \cdot 3$ гр/цм² или 10333 кгр/м². Узрок, што толико огроман притисак не осећамо, лежи у томе, што он на човечије тело делује са свих страна и одасвуд подједнако јако.

Сада је потпуно јасно, зашто се вода шмрком могла извући само до 10 метара висине. Ако се место живе узме за експеримент вода, она би се у затвореном делу продужене стаклене цеви испела до висине од 10333 центиметара и у том би случају одржавала равнотежу са ваздушним притиском, пошто јој је специфична тежина = 1, т. ј. за 13·6 пута мања од живине.

Али је још *Торичели* опазио, да жива у цеви не остаје на истоме месту, него се понекад диже или спушта, те је и ваздушан притисак променљив. Осим тога је био свестан о утицајима температура на висину живе у цеви, као и тога, да је при својим покушајима пронашао инструмент за мерење ваздушног притиска[1]), који је данас познат као *барометар*. Он се може непосредно добити, ако се поред цеви U облика постави мерило, односно скала у милиметрима.

При свем томе су горњи назори били још хипотетични. Доказе, да су истинити, дао је *Паскал* 1648 године, 5 година после Торичелијевог проналаска. Он у својим размишљањима долази до закључка, да би на бреговима ваздушан притисак морао бити мањи, пошто се ближимо горњој граници ваздуха, и само би тако назори Торичелија и Вивијанија могли бити тачни[2]). Да би своје мишљење потврдио, поверио је *Периеу* да врши покушаје у Клермону и на врху Пии де Дом-а, који је за 1050 метара виши. При мерењима се заиста показало, да се на врху стуб живе у цеви скратио приближно за 10 центиметара, а то је непобитан доказ, да ваздушан притисак са висином опада.

За опадање ваздушног притиска са висином може се применути *Боил-Мариот*ов закон (1661—1676), по коме притисци, при истој температури и истој маси гасова, стоје у обрнутом односу са запремином, односно густином, и *Ге Лисак*ов закон (1802), по коме се иста маса гаса при истом притиску за сваки степен снижавања температуре стегне у истом односу, т. ј. за $^1/_{273}$ своје запремине при 0^0C.

Ако би температура ваздуха била на свима висинама иста, и једнака тачци смрзавања воде, добио би се за опадање ваздушног притиска са висином овај израз:

$$\log_{nat} b = \log_{nat} B - (h : 7991),$$

---

[1]) в. *G. Hellmann, Zum 250jährigen Jubileum des Barometers.* Met. Zeitschr. 1894., стр. 445—450.

[2]) *Blaise Pascal, Récit de la Grande Expérience de l'Équilibre des Liqueurs.* Paris 1648, у *Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus.* Herausgegeben von Prof. Dr. *G. Hellmann,* № 2. Berlin, A. Asher & Co. 1893.

у коме је B ваздушни притисак при морском нивоу, а b притисак на висини h, док константа 7991 означава „висину хомогене атмосфере", т. ј. ону висину, на којој би била горња граница ваздуха, када би му густина у целом стубу била иста, што се приближно догађа код воде, или — што је исто — када би у целом стубу био исти притисак од 760 мм. живе. У пракси се, међутим, обично рачуна са *Brigg*-овим логаритмима и с тога треба константу у горњој једначини поделити са „модулом", чија је вредност 0.43429. По томе она добија нов облик:

$$\log b = \log B - (h : 18400).$$

Али, ако се температура ваздуха промене од 0^0 у t^0, смањиће му се специфична тежина у односу $1 : (1 + \alpha t)$, где је α коефицијент ваздушног ширења $= 0{\cdot}00367$, и константа ће се у односу $(1 + \alpha t)$ повећати. Израз о опадању ваздушног притиска са висином биће, дакле, овакав:

$$\log b = \log B - \frac{h}{18400\,(1 + \alpha t)}$$

Ова формула указује, да се промене ваздушног притиска у вертикалном правцу догађају у геометријској прогресији, која је толико правилна, да се из одређеног ваздушног притиска на извесном месту може доста тачно одредити његова надморска висина[1].

Hann је за разне висине са различитим почетним температурама прорачунао средње ваздушне притиске, али под претпоставком, да температуре за сваких 100 метара висине равномерно опадају за 0·5°C, а да је ваздушни притисак при морском нивоу 762 милиметра. На тај је начин добио ове вредности[2]:

висина	температура при морском нивоу						промена у ваздушном притиску за 1°	промена у висини за 1 мм. прит.
	0°	5°	10°	15°	20°	25°		
0	762	762	762	762	762	762	0,00 мм.	10,5 м.
500	716	716	717	718	719	720	0,16	11,1
1000	671	673	675	676	678	679	0,32	11,8
1500	630	632	634	636	639	641	0,44	12,5
2000	590	593	596	599	601	604	0,56	13,4
2500	553	556	559	563	566	569	0,67	14,2
3000	517	521	525	529	532	536	0,76	15,1
4000	452	457	461	466	470	475	0,91	17,2
5000	394	399	404	410	415	420	1,02	19,6
6000	343	348	353	359	364	369	1,09	22,5

[1]) в. поглавље *Методе за одређење висина*. 4. Барометарска метода мерења. стр. 82–84.

[2]) *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie*, I. Band: Allgemeine Klimalehre. III. Aufl., стр. 195.

Значај ове таблице видеће се тек у доцнијим излагањима, и на њу ће се чешће враћати. На овом месту треба споменути до којих висина има људских насеља. Познато је, да највећи број насеља лежи у равницама, долинама, на брежуљцима и падинама, до 300 метара надморске висине. Изнад ње почне и густина становништва и број људских насеља знатно да опада, све више, што је већа висина. Али, томе опадању густине становништва, па с тога и насеља, није главан узрок смањивање ваздушног притиска бар до 1500 метара висине. Одатле, међутим, растањеност ваздуха је најважнији чинилац, и на врло великим висинама има скоро само рударских насеља. У боливијским Андима има више насеља, која су на висинама изнад 4000 метара, а неколико рударских колонија и до 5000 метара, као што је рударско село Сан Барбара. Исто тако и будистички манастири у Тибету леже на висинама до 5000 метара, као и једно рударско сеоце у златоносним пољима Ток Џалунга, на изворишту Индуса. Најпосле, метеоролошка опсерваторија на вулкану Мисти, у перуанским Андима, лежи на висини од 5800 метара, али у њој нема сталних становника. Ту ваздушни притисак спадне на 378 милиметара, т. ј. на мање од половине његове вредности при морском нивоу. На тима је висинама ваздух сувише растањен те организми не могу нормално живети.

Састав ваздуха на висинама. — Раније се веровало, да је састав ваздуха на свима висинама исти, т. ј. да односи између ваздушних саставних делова остају непромењиви, при свем том што се ваздушни притисак са висином смањује и ваздух постаје све растањенији. Мислило се, да то вреди нарочито за приземне ваздушне слојеве до десетак километара висине, пошто је у њима ваздух добро измешан вертикалним струјама. Али, ако се пође од кинетичне теорије гасова, доћи ће се безусловно до закључка, да се састав ваздуха на већим висинама мења.

Комбинацијом *Боил-Мариот*овог и *Ге Лисак*овог закона *Далтон* је поставио нов закон, по коме је притисак или напон у смеси гасова једнак суми појединих гасова, који би сваки од њих имао, кад би сам испуњавао цео простор смесе. Другим речима: парцијалан притисак извесног гаса независан је од других гасова у истом простору. Ако се тај закон примени на ваздух могло би се сматрати, да је ваздушни обмот састављен из више независних атмосфера: азотске, кисеоничке и т. д. Али је у свакој од њих смањивање густине са већом висином различито: код тежих је гасова брже, јер већма подлеже тежи, него код специфички лакших елемената. По томе би требало, да специфички тежи гасови са прираштајем висине све више нестају и чине место лакшим елементима.

Да би се то могло доказати треба општој формули о опадању ваздушног притиска дати нешто друкчији облик и прорачунати за сваки поједини елемент (јер ово вреди само за сув ваздух, без хемијских спо-

јева и водене паре у њему) његову релативну густину, у односу према густини ваздуха, која је означена са 1·000. Осим тога се мора одредити средња температура целог ваздушног стуба од земљине површине до одређене висине, или до горње границе ваздуха, јер је опадање елементарних притисака са висином при разним температурама различито.

На тај је начин *Вероне* прорачунао волумне процентуалне односе главних елемената атмосфере: азота, кисеоника, аргона и водоника за висине до 300 километара, под претпоставком средње температуре од — 60°C или 213°A, и дошао до ових закључака[1]):

вис. у км.	10	30	50	70	100	120	150	180	200	300
азот	79·7	86·1	90·8	93·9	96·8	97·7	87·9	9·6	0·6	0·0
кисеоник	19·6	13·7	9·2	6·1	3·2	2·1	1·0	0·05	2×10^{-3}	0·0
аргон	0·7	0·2	5×10^{-2}	1×10^{-2}	2×10^{-3}		7×10^{-5}		1×10^{-8}	0·0
водоник	2×10^{-8}	4×10^{-7}	1×10^{-5}	1×10^{-4}	1×10^{-2}	0·16	1·1	90·4	99·4	100·0

Ови бројеви показују да проценти азота правилно расту до 120 километара висине. Између 100 и 150 километара на азот отпада око 96%, али је ту притисак смањен на 10^{-6} атмосфера, колики је у Crook-овим стакленим цевима. Граничан притисак азота и кисеоника, т. ј. онај, при коме молекили у слободном кретању могу да одбегну, био би постигнут на висини од 165 километара. Изнад те висине почне јако превлађивати водоник, а азот нагло исчезава и на висинама преко 200 километара има скоро искључиво водоника.

До других је закључака дошао *Вегенер*, полазећи од главне линије у спектруму поларне светлости (557 μμ), која је изазвана непознатим, врло лаким гасом у највишим ваздушним слојевима. Дански физичар *Ла Кур* је и посматрањима потврдио, да т. зв. хомогени луци северне светлости, који се јављају тек на висинама изнад 400 до 500 километара, показују у спектруму само ту линију, без иједне линије водоника или азота. Према великој сличности између сунчеве и земљине атмосфере *Вегенер* је поставио хипотезу, да у земљиној атмосфери има идентичан елемент са коронијумом сунчеве короне, кога је назвао *геокоронијум*[2]). Тај елемент још није хемијским путем доказан, али би могао одговарати непознатом гасу са атомском тежином од 0·4, чије је место у *Мендељејевом* периодском систему елемената празно. Геокоронијум би на висини од 100 километара био заступљен са 29% вол., а водоник са 67%, где има своју највећу вредност. На висини од 200 км. била би атмосфера

---

[1]) *A. Vérronet, Limite et composition de l'atmosphère terrestre. Aurores boréales, bolides, étoiles filantes.* Compt. rend. de l'Acad. des Sc. Tome CLXVII. Paris 1918., стр. 636—638.

[2]) *Dr. Alfred Wegener, Untersuchungen über die Natur der obersten Atmosphärenschichten.* Physik. Zeitschr. XII. 1911., стр. 483. — *Dr. Alfred Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre.* Leipzig 1911., стр. 46 и 56.

састављена половином од водоника, а другом од геокоронијума, док би на 500 км. висине било тек 7% вол. водоника, а све остало геокоронијум.

То су односи, који би владали на великим висинама. Да би се утврдила тачност теоретских одређења, почела се обраћати већа пажња хемијским и физичким односима у вишим ваздушним слојевима, нарочито у последњим деценијама, а у том су погледу велике услуге учиниле ваздушне лопте. Тако је доказано, да се састав ваздуха мења и у нижим слојевима, у којима се одигравају све временске појаве.

У Линденбургу је анализом ваздушних образаца на аеролошкој опсерваторији утврђено, да се заједничка количина неона, хелијума и водоника од 80 метара до 8 километара висине повећала од 26·2 на 37·7 мм^3 у 1 литри ваздуха, и да се однос сваког од ових елемената са висином повећава[1]). Исто је тако при пуштањима ваздушних лопти у Бечу, до 7·8 километара висине, спектроскопски утврђен прираштај у количини водоника. *Виганд* је употребио ваздушне обрасце са висина до 9 километара и испитао је поред три најлакша елемента (водоник, хелијум, неон) и промене у количинама угљеног диоксида[2]). При томе је дошао до закључка, да количина угљеног диоксида са висином правилно опада, док се код сума количинâ трију најлакших елемената не повећава правилно, јер је на 6250 метара знатно већа но на 6350 метара висине. То указује на измешаност елемената.

Осим тога се при испитивањима показало, да и временски карактер утиче на степен измешаности. При антициклонама, т. ј. високом ваздушном притиску, са њиховим мирним, равномерним спуштањем ваздушних маса постоје погоднији услови за развитак ваздушне слојевитости према густини састојака, него у циклонама, са релативно јачим и променљивијим асцендентним ваздушним струјама. Ове имају више плаховит карактер и с тога су састојци у циклоналном пределу већма измешани. На тај начин дифузиона[3]) равнотежа није потпуно успостављена ни на висини од 9 километара, али се ипак већ у много нижим слојевима показују јасна одступања од потпуне измешаности и тежња за ваздушним саставом у смислу Далтоновог закона.

Дебљина атмосфере и њезина маса. — Према ономе што је речено о опадању ваздушног притиска тачна граница између ваздуха и простора васионе могла би се само теоретски одредити. Ваздух се са

---

[1]) *O. Tetens*, Ergebnisse der Arbeiten des Kgl. Aeronaut. Observ. Lindenburg im Jahre 1910. Bd. VI. 1911., стр. 219.

[2]) *Albert Wigand, Die Änderung der Zusammensetzung der Luft mit der Höhe.* Met. Zeitschr. 1916., стр. 434—438.

[3]) *Дифузија гасова* је проширавање, подела гасова, продирање једне врсте гасова у друге врсте гасова, течна и чврста тела.

висином у геометријској прогресији растањује и неприметно прелази ка етерским просторима.

Ако се пође од теоретских претпоставака, горња ће граница ваздуха бити на оним висинама, на којима су земљина тежа и центруфугална снага једнаке. Познато је, да се центруфугална снага са удаљавањем од средишта, у овом случају од земљине ротацијоне осовине, повећава у аритметичкој прогресији, а гравитацијона снага да опада са другим степеном удаљења. Према томе је физичку границу ваздуха лако одредити. Ако се индексом *o* означи морски ниво, индексом *x* горња граница ваздуха, а са *R* земљин полупречник, добиће се ови односи:

за центрифугалну снагу $f_o : f_x = R : x$ или $f_x = \frac{x}{R} f_o$

а за гравитацијону снагу $g_o : g_x = x^2 : R^2$ или $g_x = \frac{R^2}{x} g_o$

У случају када је $f_x = g_x$ биће $\frac{x}{R} f_o = \frac{R^2}{x^2} g_o$,

а пошто је на земљином екватору $f_o = 33{\cdot}9$ мм., а $g_o = 978{\cdot}03$ цм. моћи ће се g_o изразити и овако $g_o = (9780{\cdot}3 : 33{\cdot}9) f_o = 288{\cdot}5 f_o$[1]).

Тиме горња једначина донекле мења свој облик у

$$\frac{x}{R} f_o = \frac{R^2}{x^2} 288{\cdot}5 f_o,$$

из које се непосредно добија непозната граница ваздуха:

$$x^3 = R^3 \, 288{\cdot}5$$

и даље $$x = R\sqrt[3]{288{\cdot}5} = 6{\cdot}6 R.$$

По томе би горња граница ваздуха на екватору била око 42000 километара далеко од земљиног средишта, јер је полупречник на екватору 6378·3 км, а дебљина атмосфере би била 5·6 R или око 35700 километара. Према већим географским ширинама дебљина атмосфере се мења, јер центруфугална снага опада са косинусом геогр. шир., а тежа се поповећава са квадратом синуса геогр. шир. Јасно је, да ће због повећавања теже горња граница ваздуха бити све на мањој висини, што је већа геогр. ширина. На половима би била око 28000 километара далеко од земљиног средишта, а дебљина атмосфере би се смањила приближно на 21650 километара, јер је у том случају $R = 6357$ км.

Међутим, изгледа, да теоретски услови не одговарају истини. По *Верон*евим крајњим закључцима излази, да је ваздух изнад 165 километара висине већ изванредно растањен. На висини од 200 километара има тоталну густину од $4{\cdot}39 \times 10^{-12}$ атм., а на 300 километара тек $1{\cdot}44 \times 10^{-12}$

---

1) в. *Физички докази за сфероидан облик Земље*, стр. 37—42.

атм. Ипак би се слободни молекили водоника могли издизати још за 215 километара висине, што би их довело до крајње границе од преко 500 километара, која одговара слободном прелетању честица у интерпланетаран простор. Али је при свем том вероватно, да ваздуха има и на већим висинама, јер је тачним мерењем извесних северних светлости утврђено, да им горње, и ако нејасне границе леже на висинама преко 1000 километара.

Најпосле би се према величини ваздушног притиска при земљиној површини, односно према висини хомогене атмосфере, могло прорачунати, колика је вероватна маса атмосфере. Тим питањем се, поред осталог, бавио *Екхолм* и дошао је до неколиких закључака[1]). Пре свега земљина површина не лежи свугде на нивоу морске воде, него се најчешће доста високо издиже и с тога ваздушни притисак при земљиној површини (као целини) неће бити 760 мм. него ће бити знатно смањен, приближно на 740 мм. при температури од 0°C. Тиме се, наравно, смањује и висина хомогене атмосфере на вредност 7790 метара. Осим тога треба узети у обзир, да ваздушан стуб до горње границе атмосфере не одговара ваљку са висином 7790 м. и доњом површином 1 м^2, него сферном сектору са истом базом. Даље улази у рачун и то, што због смањивања теже са удаљењем од средишта тежина једнако великих ваздушних маса на разним висинама није иста; с тога није могуће, да се по ваздушном притиску на земљину површину одреди целокупна маса атмосфере. *Екхолм* је према свима споменутим чињеницама прорачунао, да би висину хомогене атмосфере требало повећати за 0·48%, дакле на 7827 метара.

Када се та величина помножи са тежином кубног метра сувог ваздуха (1·29305 кгр.) и са земљином површином, у квадратним метрима, добиће се за вероватну масу атмосфере ова вредност

$$7827 \times 1{\cdot}29305 \times 510 \times 10^{12} = 516 \times 10^{13} \text{ тона.}$$

Да би се добио појам о тој величини, може се упоредити са земљином масом, која износи 609×10^{19} тона. Према том упоређењу излази, да је ваздушна маса тек 0·000000847 или 1 : 1180000 земљине масе, т. ј. нешто мања од њеног милијонитог дела.

Топлота.

Извори топлоте. — На топлоту приземних ваздушних слојева упливишу два извора: од доле топлота из дубљих слојева тла, од горе небесна тела, од којих је најважније Сунце. За објашњење велике то-

[1]) *Dr. Nils Ekholm, Ueber die Höhe der homogenen Atmosphäre und die Masse der Atmosphäre.* Met. Zeitschr. 1902., стр. 249—260.

плотне енергије, која је магазинирана у земљином телу, може се поћи од *Лапласове* хипотезе, по којој је и Земља некада била инкандесцентна маса и постепеним хлађењем доспела у данашње стање[1]). На примерима је доказано, да је топлота у већим дубинама земљине коре већа, и да температуре према површини опадају. Непосредни утицаји топлоте са Сунца осећају се само у горњих 10 до 25 метара, јер се у њима јављају периодска температурна колебања, али их у већим дубинама нема; тамо су температуре у току целе године сталне и зависе једино од топлоте из земљине унутрашњости.

Међутим је на основу Лорд *Келвинове* теорије о спровођењу топлоте одређено, да Земља у току године изда 55 гр-кал. на површину квадратног центиметра[2]) и *Траберт* је по томе прорачунао[3]), да би та топлота могла средњу годишњу температуру целе земљине површине повећати тек за 0·1°C, дакле за незнатну величину. А када се узме у обзир, да је око $^{5}/_{7}$ земљине површине под водом, која на дну има врло ниске температуре, око 2° до 0°C, топлота из земљине унутрашњости неће имати скоро никакав утицај на топлотне односе у ваздуху.

Могло би се помислити, да и звезде унеколико утичу на топлоту атмосфере, јер су код многих од њих температуре на површини веће од 7000°C[4]). Али је при свем том њихов значај несравњено мањи, због огромних удаљења, а доказе за то пружа принцип актинометрије и њезина правила. Тако је *Њуком* проценио, да целокупно светлосно зрачење свих непомичних звезда одговара тек 30-милијонитом делу сунчевог зрачења[5]). О степену величине тог топлотног извора дају појам *Николсова* мерења, који је зрачење звезда упоређивао са зрачењем свеће. Ако се 100-милијонити део топлоте пламена код свеће на удаљењу једног метра означи са 1, тада је процењено топлотно зрачење са Јупитера 2·38, са Арктура 1·14, са Веге 0·51 и са Сатурна 0·37. Толики је њихов значај[6]).

О утицају Месеца готово не треба говорити, ма да нам је најближе небесно тело, јер његово топлотно зрачење није самостално, него делом рефлектовано сунчево зрачење, делом тамно зрачење његове загрејане површине. Пошто је Месец једанпут дневно, т. ј. у току 29 земљиних дана, у конјункцији и опозицији са Сунцем, јасно је, да ће му се температуре веома знатно мењати. При пуном се Месецу температура попне

---

1) в. *Увод*, стр. 3—4.

2) в. поглавље *Земљин губитак топлоте*, стр. 214.

3) *Dr. Wilh. Trabert, Die Bedeutung der inneren Erdwärme für Mitteltemperatur der Erdoberfläche.* Met. Zeitschr. 1897., стр. 151—152.

4) в. стр. 191.

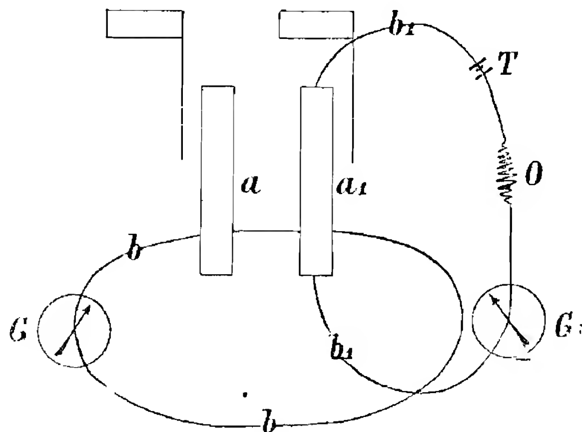
5) *S. Newcomb, Populäre Astronomie.* Deutsche vermehrte Auslage, bearbeitet durch A. Engelmann. Leipzig 1881., стр. 351.

6) *E. F. Nichols* у Astrophys. Journ. Vol. XIII. 1901.; извод у Met. Zeitschr. 1902: *Wärmestrahlung von Arktur, Vega, Jupiter und Saturn.*, стр. 216—217.

до 100°C и више, али после 14 дана, приликом новог Месеца, спадне до врло ниске вредности испод —50°C [1]). Ипак његове знатне варијације у температурама имају врло мален значај за топлоту на Земљи, јер јој према *Ленгли*евим испитивањима повећа температуру тек за 0·00017°C [2]).

Неизмерно значајнији и може се рећи искључиви извор за топлоту у ваздуху је Сунце, односно његово зрачење. Али је спектралном анализом доказано, да су за топлотне односе на Земљи најмеродавнији сунчеви зраци већих таласних дужина, нарочито тамни, у ултрацрвеном делу спектрума, ма да и сви остали имају известан, али знатно мањи утицај. Даљи је задатак да се утврди, колика је јачина сунчевог зрачења.

Соларна константа. — Јачина сунчевог зрачења одређује се нарочитим, веома осетљивим инструментима, који су према циљу названи *пирхелиометри*. На међународном конгресу у Оксфорду примљен је као општи инструмент за мерења *Онгстрем*ов компензацијони пирхелиометар, који има ове одлике: врло је осетљив, брзо се и без тешкоће врше мерења, и лако се може преносити. Принцип му је у главноме ово: две што је могуће истоветније, упоредно постављене, врло танке (дебљина 20 μ) плочице од манганина, a и a_1, нагараве се на горњој површини, и једна од њих се слободно изложи Сунцу, а друга заклони (скица 161). На задњој страни сваке плочице има по један термостуб, и тако су жицом b и галванометром G оба термоелемента увучена у електричну струју.



Скица 161.

Плочица a упија све сунчеве зраке и већма се загрева од своје околине, па с тога у њу издаје известан део топлоте спровођењем, струјањем и т. д одговарајући физичким законима. Загревање плочице трајаће све дотле, док се између примања и издавања топлоте не успостави равнотежа. Али је плочица a сада топлија од плочице a_1 и кроз жицу иде топлотна струја, чију ће јачину показати сказаљка на галванометру G. У том је случају прираштај топлоте, који је изазван *заједничким* деловањем загревања

[1]) *A. Berberich, Über die wahrscheinlichen Temperaturgrenzen auf der Mondoberfläche.* Naturwissensch. Rundschau. Jahrg. XIV. 1899., стр. 169.; извод из чланка *Frank W. Very* у Astrophys. Journ. Vol. VIII, стр., 199. и 365. — *M. Milankovitch, Théorie mathématique des phénomenes thermiques produits par la radiation solaire.* Paris. Gauthier-Villars et Cie. 1920., стр. 317—322.

[2]) *S. P. Langley, The Temperature of the Moon.* Philosoph. Mag. Vol. XXVI., 1888., стр. 505.

сунчевим зрацима и издавања топлоте другим чиниоцима познат, али није познато, колики је *само* губитак, односно издавање топлоте из плочице у околину.

Та се величина може одредити с помоћу плочице a_1, која је заклоњена од Сунца, ако се почне вештачки загревати. Тога ради треба да се веже са другом електричном струјом $b_1TOG_1b_1$, у којој се налази термоелемент T, отпор O, који се по вољи може мењати, и галванометар G_1. Кад би се плочица a_1 вештачки загрејала исто онолико изнад температуре околине, колико се загрејала прва непосредним упијањем сунчевих зракова, она би и издала исто онолико топлоте, као и плочица a. Ако се променама отпора O удеси, да сказаљка на галванометру G дође у нормалан положај, онда је плочица a_1 вештачки загрејана таман онолико, колико се плочица a загрејала сунчевим зрацима. Јачину загревања или интензитет струје показује сказаљка на галванометру G_1. Губитак је, дакле, елиминиран и тиме је мерење свршено, али добијену вредност треба свести на јединку површине и времена, и извршити извесне корекције[1]).

На тај је начин утврђено, да у нашим пределима, при потпуно ведром времену и кад је Сунце високо на небу, површина од квадратног центиметра за време једног минута прими приближно 1 грам-калорију, при усправном падању сунчевих зракова. У јутарњим и вечерњим часовима, кад је Сунце тек нешто изнад видика, јачина зрачења је много мања, јер пролази кроз знатно дебље слојеве ваздуха, али се при његовом вишем положају нагло ближи горњој вредности.

За теорију је, међутим, најважније, да се утврди износ зрачне сунчане топлоте на горњој граници атмосфере, где престаје ваздух. Тај износ, т. ј. онај број грам-калорија, коју квадратан центиметар на горњој граници атмосфере прими за један минут, зове се *соларна константа*. Она се непосредно не може одредити, јер никада нећемо успети да се испнемо до толико огромних висина. Али је *Ламберт* још у првој половини XVIII. столећа нашао једноставан израз о везама између сунчевог зрачења, дебљине атмосфере и трансмисијоног коефицијента, т. ј. процентуалног односа сунчане топлотне енергије на горњој граници ваздуха према истој на одређеној надморској висини. При томе се мора претпоставити, да је трансмисијони коефицијент q у целој атмосфери константан, да дакле за слојеве истих разлика у ваздушном притиску и сунчани зраци за исти део ослабе. Ако свака врста зрачења J буде у сваком слоју за исти разломак ослабљена, и ако први слој пропушта кроз себе q-ти део зрачења, доспеће до другог слоја qJ, до трећег $q \times qJ = q^2J$, који опет q-ти

---

[1]) *A. K. Ångström, Das Ångströmsche Kompensationspyrheliometer und die pyrheliometrische Skala.* Met. Zeitschr. 1914., стр. 369–373.

део ослабљеног зрачења пропусти и т. д. По томе излази, да ће за целу дебљину прозрачених, хомогених слојева важити ова једначина:

$$J' = Jq^n,$$

у којој су непознате вредности *J* (у овом случају соларна константа) и *q*.

Када се по овом принципу изведу две једначине, т. ј. ако се на три разне висине врше мерења и њима добију две једначине, могу се лако одредити и обе непознате величине. Наравно, да се за ова одређења морају изабрати нарочито погодна места, јер је напред претпостављен непромењљив трансмисијони коефицијент, а таки услови на Земљи постоје само у најведријим пределима, са најчистијим ваздухом, као што су Калифорнија, Алжир и т. д., уопште медитеранске области, са што мањом облачношћу.

До сада су за соларну константу добијене врло многе, и различите вредности, које колебају од 1·76 до 4·0 гр-кал., али је интересантно, да се најстарија одређења врло добро подударају са најновијима. Ове су одредили *Абот*, *Фаул* и *Олдрич* на основу 682 мерења у Вошингтону, Калифорнији (Маунт Вилзон 1730 м., Маунт Хвитни 4420 м.) и Алжиру (Басур 1160 м.), и за периоду 1905 до 1912 добили као средњу вредност 1.929 гр-кал.[1]). За та релативна мерења служио је „silver-disk-pyrheliometer“ (пирхелиометар са сребрним колуром) *Абот*ове конструкције, на коме је постављена веома прецизна скала.

По другим методама прорачунавања добиле би се за соларну константу нешто друкчије вредности. Тако су *Онгстрем* и *Кенард*[2]) према пирхелиометријским мерењима на врху Маунт Хвитниа од 2. до 13. августа 1913 год. добили за соларну константу ове вредности, под претпоставком, да је енергија између таласних дужина од 0·484 μ до 0·576 μ познат константан разломак целокупне енергије у сунчевом спектруму: 1. по својим мерењима 1·929 кал/цм²мин. (Smithsonian-Skala), са могућом грешком до 1·5%; 2. прорачунавањем по *Онгстрем-Кимбал*овој методи 2·019 кал/цм²мин. (Smithsonian-Skala); 3. прорачунавањем по *Фаул*овој методи 1·960 кал/цм²мин. — Неће се, дакле, учинити сувише велика грешка, ако се узме, да је 2 гр-кал/цм²мин. приближна, средња вредност соларне константе.

У први се мах при одређењима соларне константе мислило, да се појмом „константе“ означи стална и непромењљива величина. Али је већ *Ленгли*, при својим испитивањима 1904 године указао, да сунчево зрачење подлежи колебањима до 10%, а узрок променама налази у томе,

---

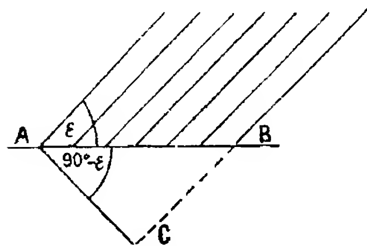
[1]) *C. G. Abbot, F. E. Fowle u. L. B. Aldrich, Die Solarkonstante und ihre Schwankungen.* Met. Zeitschr. 1913., стр. 257—261.

[2]) *A. K. Ångström and E. H. Kennard:* The Astrophys. Journ. Vol. XXXIX. 1914., стр. 350 и Met. Zeitschr. 1914: *Einige pyrheliometrische Messungen auf dem Mount Whitney*, стр. 508—509.

што се износ упијања (апсорпције) у сунчевој атмосфери мења[1]). Доцније су то потврдили *Абот*, *Фаул* и *Олдрич* и изнели ове закључке: 1. да постоје непосредне везе између „соларне константе“ и броја сунчаних пега, јер приараштају њене величине за 0·07 гр-кал. на квадратан центиметар и минут одговара 100 сунчаних пега више; 2. да сунчево зрачење подлежи неправилној промени, са размаком од 10 дана, која је често већа од 0·07 гр-кал. цм²/мин.; 3. да су колебања сунчевог зрачења, односно соларне константе, проузрокована самим Сунцем, а не метеорском прашином и другим појавама између Сунца и Земље[2]). Напослетку треба споменути, да је соларна константа увек редуцирана на средње удаљење Земље од Сунца.

Соларном је константом омогућено, да се целокупна количина топлотне енергије, коју Земља прими сунчевих зрачењем, изрази у апсолутним вредностима, и да се утврди, какви би на њој били топлотни услови, кад би сва та количина несметано доспела до хомогене, било искључиво копнене или водене површине, и кад не би било ваздуха. То доводи до појма о соларној клими.

Соларна клима. — Кад не би било ваздуха и кад би Земља била хомогена, као што је на пр. у садашњем стању Месец, тада би јачина сунчевог зрачења зависила једино од угла, под којим зраци падају на земљину површину. Закон, по коме интензитет осветљења и загревања зависи од тог угла, познат је из физике и може се објаснити скицом 162. Из ње се непосредно види да је површина *AB*, на коју сноп сунчевих зракова пада под ∢ ε, већа од површине *AC*, на коју исти сноп зракова пада усправно, т. ј. под ∢ 90⁰. Пошто на већу површину падне иста количина топлотне енергије као на мању, мораће јачина загревања бити у обрнутом односу са површинама. По томе ће интензитет зрачења J_1 на површини *AB* према интензитету *J* на површини *AC* стајати у односу



Скица 162.

$$J_1 : J = AC : AB$$

из кога излази, да је $J_1 = J\,(AC : AB) = J \sin \varepsilon$,

јер је и ∢ ABC = ε. Та једначина је позната под именом *Ламберт*овог *закона* и може се овако изразити: Интензитет зрачења се мења пропорцијонално са синусом сунчеве висине (т. ј. са синусом угла, под којим

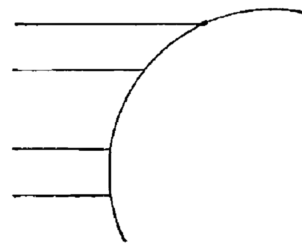
---

[1]) *S. P. Langley* у The Astrophys. Journ. Vol. XIX. 1904., стр. 305--321., извод у Meteorol. Zeitschr. 1904: *Über eine mögliche Änderung der Sonnenstrahlung und deren wahrscheinlichen Effekt auf die Temperatur der Erde*, стр. 458—460.

[2]) l. c.; в. *Dr. A. Defant, Die Schwankungen der Solarkonstante.* Met. Zeitschr. 1913., стр. 289—295 и *A. Ångström, Solarkonstante und Sonnenflecken.* Met. Zeitschr. 1921., стр. 250-251.

сунчеви зраци падају), или — што је исто — са косинусом зениталног одстојања, у овом случају са cos ($90^0 - \varepsilon$). Види се, дакле, да ће зрачење бити тим јаче, што је Сунце ближе зениту. Та чињеница је од капиталне важности за поделу топлоте на Земљи.

Ако би Сунце непрестано стајало изнад екватора, били би дан и ноћ на свима географским ширинама стално једнаки, и јачина зрачења би се са географским ширинама мењала у врло једноставном односу, т. ј. са синусом подневне сунчеве висине, која би била изражена са ($90^0 - \varphi$), где је φ географска ширина. Пошто је φ у овом случају комплементаран угао подневној сунчевој висини могло би се рећи и овако, да се односи зрачења мењају са косинусом географске ширине. И овде ће јачина загревања стајати у обрнутом односу са површинама. Исти сноп сунчевих зракова пашће на мањој географској ширини на мању површину, него на већој, коју ће слабије загрејати, што се види из скице 163. У њој сунчеви зраци падају на један појас око екватора усправно, док исти сноп зракова на појас веће географске ширине падне много косије. У скици одговара средини појаса око екватора 0^0 геогр. шир., а средини севернијег појаса $55{\cdot}5^0$ геогр. шир. Ако се површина појаса око екватора означи са 1 добиће се овај однос:


Скица 163.

$$\sin 90^0 : \sin (90^0 - 55{\cdot}5^0) = x : 1$$

или $$1 : 0{\cdot}5664 = x : 1.$$

По томе је $$x = 1 : 0{\cdot}5664 = 1{\cdot}7652,$$

т. ј. сноп сунчевих зракова падне на $55{\cdot}5^0$ геогр. шир. на $1{\cdot}7652$ већу површину него на екватору. Али, земљини полови не би примали никакву топлоту, јер је $\sin 0^0 = 0$.

Међутим су односи на Земљи сасвим другачији, услед нагиба њезине осовине према еклиптици, о чему је опширније говорено у Математичној Географији[1]). Закон, по коме су дневне количине светлости и топлоте подељене по земљиној површини, у временима кад је Сунце изван екватора, веома је компликован. Пре свега је Сунце у тропским ширинама, од једног до другог повратника, *двапут* годишње у зениту, на самим повратницима *једанпут*, а изван њих *никада*. По томе се појас сунчевог положаја изнад зенита помера од екватора до повратника, па због тога и веће ширине обеју полукугала у њиховој летњој половини године имају јаче загревање, но кад је Сунце изнад екватора. Северна је полукугла најјаче загревана 21. јуна, а јужна 21. децембра. Осим тога, сваки је пол половину године обасјан сунчевим зрацима, јер му небесни

---

[1]) в. стр. 20—22 и поглавље *Положај Земље и земљине осовине према еклиптици*, стр. 149—160.

екватор представља прави хоризонт, и Сунце је половину године изнад, а половину испод полових видика.

С друге је стране за односе загревања значајно и *трајање зрачења*, које се такође мења са географским ширинама. Једино су на екватору дан и ноћ у току целе године једнаки, јер сваки траје по 12 часова. На целој Земљи је то случај само за време раднодневица, иначе је дужина дана и ноћи стално неједнака. Од зимског према летњем солстицију сваке полукугле дани бивају све дужи, а ноћи све краће. Најдужи је дан при летњем солстицију. Доцније дани почну краћати, а ноћи трајати све дуже, све до зимског солстиција, за време кога је најдужа ноћ. Осим тога се дужина дана повећава од мањих према већим ширинама, до стожерника, где најдужи дан траје 24 часа. Према поларнијим местима, изван 66°33′ геогр. шир., нема више разлике између дана и ноћи, јер је Сунце много дуже изнад хоризонта, све дуже што је већа ширина, као што се видело из таблице на стр. 156. Овде је потребно споменути, да те вредности одговарају односима на северној полукугли; за јужну треба трајање сталног дана заменути са сталном ноћи и обратно. Тада ће се показати, да летња и зимска половина године нису једнаке. На северној је полукугли летња половина за 7 дана дужа од зимске, док је на јужној супротно, тамо је зимска половина за 7 дана дужа од летње. Али је за време северног лета Земља у афелу, и интензитет зрачења је мањи него за време јужног лета, т. ј. наше зиме, када је Земља у перихелу. Дакле је северно лето дуже и са слабијим загревањем, а јужно краће, али са јачим загревањем; међутим је количина примљене топлоте на обе полукугле иста, а то вреди и за зиму, т. ј. зимску половину године.

Комбинацијом интензитета и трајања зрачења долази се до истинских односа о примљеним количинама топлоте у дану, месецу и години. За одређен дан и одређену географску ширину може се дневна количина примљеног зрачења одредити овом формулом[1]):

$$(1.)\quad W = Cd^2 (\sin \delta . \sin \varphi . t + \cos \delta . \cos \varphi . \sin t),$$

у којој је δ сунчева деклинација, φ географска ширина одређеног места на Земљи, t дужина половине дневног лука (часовног угла), d привидан сунчев полупречник, а C константа, коју треба одредити. Половина дневног лука изражена је формулом[2])

$$\cos t = - \tang \delta . \tang \varphi,$$

и тада се уношењем ове једначине у једначину (1.) добије једноставнији облик:

$$(1a.)\quad W = Cd^2 \sin \delta . \sin \varphi \, (t - \tang t).$$

---

[1]) *Chr. Wiener, Über die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne in den verschiedenen Breiten und Jahreszeiten.* Schlömilch's Zeitschr. f. Mathem. u. Phys Bd. XXII 1877.

[2]) в. поглавље *Везе између хоризонталног и екваторијалног система*, стр. 19—20.

У времену, кад је Сунце у зениту изнад екватора, т. ј. при равнодневицама, дан траје 12 часова и количина примљеног сунчевог зрачења, које би у току дана пало *усправно* на земљину површину, била би $12^h \times 60^m \times S = 720\,S$, ако је S соларна константа. Међутим је интензитет зрачења на *хоризонталну* површину наравно мањи, и то у односу, у коме је пречник полукруга мањи од лука, дакле у односу $2r : r\pi = 2 : \pi$. По томе је примљена количина топлотне енергије $2 \times 720\,S : \pi = 458{\cdot}4\,S$. Пошто је соларна константа $(S = 2)$ прорачуната за средње удаљење Сунца, када му је привидан полупречник $d = 961''$, биће целокупна количина примљене топлотне енергије у дану пролетње равнодневице нешто већа, јер је тада привидан сунчев полупречник $d_i = 965''$. Она се може изразити овако:

$$458{\cdot}4\,S \times (965'' : 961'')^2 = 916{\cdot}8 \times 1{\cdot}0083 = 924{\cdot}4 \text{ гр-кал/цм}^2.$$

Сада се једначина (1а.) може изразити у јединкама топлоте, јер је непозната константа добила одређену вредност; њен израз је дакле

$$(1b.)\quad W = 924{\cdot}4\,(d : 965'')^2 \sin\delta . \sin\varphi\,(t - \operatorname{tang} t).$$

На тај су начин прорачунате дневне количине топлотне енергије са Сунца за сваки десети степен географске ширине при равнодневицама и солстицијима. Али ће исте географске ширине северне и јужне полукугле примити исте количине топлоте само за време равнодневица, иначе су односи између њих сасвим друкчији, чак и ако се вредности на северној полукугли за 21. јуни упореде са вредностима на истим ширинама јужне полукугле за 21. децембар и обратно, јер не треба заборавити, да се Земља 2. јануара, за време јужног лета, налази у перихелу, а половину године доцније у афелу, када је на северној полукугли лето. То се види из приложене таблице, у којој вредности означују гр-кал/цм².

сев. шир.	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. март	924·4	910	869	800	708	594	462	316	161	0
21. јуни	814	896	965	1005	1023	1021	1010	1044	1092	1110
21. децембар	870	758	625	480	327	182	52	0	0	0
јуж. шир.										
21. децембар	870	956	1031	1074	1093	1090	1079	1115	1168	1186
21. јуни	814	707	585	451	307	170	48	0	0	0

Јасније се ти односи могу приказати графички, и то *Бецолд*овом методом[1]), т. ј. на апсциси се неће унети еквидистантне географске ширине, него одговарајући њихови синуси, јер се о фактичним односима до-

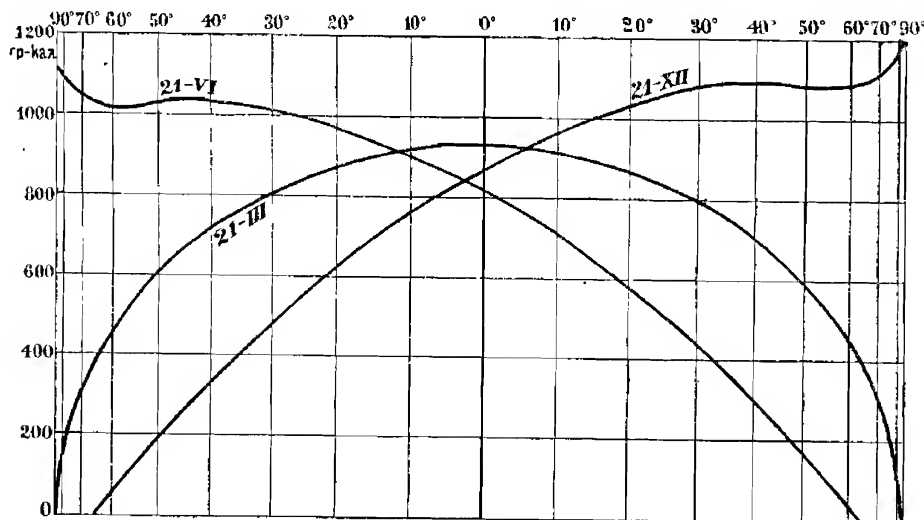
[1]) *Wilhelm von Bezold, Über klimatologische Mittelwerte für ganze Breitenkreise.* Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. Braunschweig 1906., стр. 357.

бија тачнији појам, а на ординати су означене количине у грам-калоријама (скица 164).

Из горње се таблице и из графичког приказа могу извести ове чињенице:

1. за време равнодневица екватор прими у току дана највише енергије, која се према половима у одређеном односу смањује, да на последњима спадне до нуле;

2. при солстицијима полукугла са зимским годишњим добом од пола до стожерника не прима ни мало топлоте; одатле се примљене количине топлоте преко екватора у одређеном односу повећавају, и на полукугли са



Скица 164.

летњим годишњим добом појаве се два максимума: споредан између 40⁰ и 50⁰ геогр. шир., а други, главни на полу, док између њих, око 60⁰ геогр. шир., лежи минимум. Стално повећавање топлотних количина према полу оне полукугле, на којој је летње годишње доба, са слабим угнућем око 60⁰, главна је карактеристика соларне климе;

3. услед заједничког утицаја дужине дана и угла под којим сунчеви зраци падају, максимум примљене топлоте при солстицијима није на повратницима, где је Сунце у зениту, него је помакнут на веће географске ширине, између 40⁰ и 50⁰, а из истих разлога се око 60⁰ оне полукугле, на којој је лето, јавља слабо изразит минимум;

4. услед промењљивог удаљења Сунца годишњи је ток инсолације на обема земљиним полукуглама асиметричан. Око летњег солстиција, при северном лету, Земља је у афелу, т. ј. најудаљенија од Сунца (3. јула), а најближа му је око зимског солстиција, у јужном лету. С тога ће у добу зимског солстиција исте географске ширине јужне полукугле примити више топлотне енергије, но што за време летњег солстиција добије северна полукугла. С друге ће стране за време летњег солстација, при

јужној зими, исте географске ширине јужне полукугле примати мање топлоте од северне полукугле, за време зимског солстиција.

Разлике у топлотним количинама између јужне и северне полукугле су оволике:

геогр. шир.	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
јужно лето — сев. лето	56	60	66	69	70	69	69	71	76	76 гр-кал./цм²
јужна зима — сев. зима	–56	–51	–40	–29	–20	–12	–4			

5. соларна клима јужне полукугле је екстремнија, али је већ напред споменуто, да ова чињеница нема онолики значај, као што изгледа, јер се у току године неједнакости изједначе.

Истина је, да јужне географске ширине, због веће близине Сунца за време јужног лета, приме у току дана више топлоте од одговарајућих северних ширина при северном лету. Али је тај вишак надокнађен, јер је земљина револуциона брзина при перихелу већа, и зимска половина године краћа, о чему сведочи други Кеплеров закон[1]). То исто, али у обрнутом односу, вреди за другу половину године.

Много је тежи задатак да се непосредно прорачуна, колико топлоте прими одређена географска ширина у току месеца, годишњег доба или године. До стожерника се годишња количина примљене топлотне енергије може приближно одредити овом формулом:

$$W = W_0 \cos\varphi\,(1 + 0{\cdot}04366 \operatorname{tang}^2\varphi + 0{\cdot}00049 \operatorname{tang}^4\varphi),$$

у којој W_0 означује годишњу количину топлоте, коју прими екватор. Њена бројна вредност је $W_0 = 160582$ S, или 321164 гр-кал./цм². С помоћу те величине прорачунате су вредности за остале географске ширине, које су изражене у великим или килограм-калоријама[2]).

геогр. шир.	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
летња пол.	160·6	170·0	174·5	174·5	169·7	160·8	149·1	138·7	134·5	133·3
зимска „	160·6	146·7	129·0	107·8	84·0	58·8	33.6	13·4	3·3	0·0
година	321·2	316·7	303·5	282·3	253·7	219·6	182·7	152·1	137·8	133·3

Ако се ове вредности међусобно упореде, доћи ће се до ових закључака: 1. да у летњој половини године највише топлоте прима 25° геогр. шир.; 50° геогр. шир. прима нешто више топлоте од екватора, 40° нешто мање од 10°, а 30° знатно више од овог. Најбрже опадају количине примљене топлоте између 50° и 60° геогр. шир.;

2. да у зимској половини године количине примљене топлоте са већим географским ширинама правилно опадају, и на половима спадну до нуле;

---

[1]) в. стр. 102—103.

[2]) *килограм-калорија* означује ону количину топлоте, којом се у 1 килограму воде температура повећа за 1°C. Она је хиљаду пута већа од грам-калорије.

3. да годишње количине примљене топлоте од екватора према половима опадају, али да полови приме 41·5% од оне количине топлоте, коју добија екватор. Кад би Сунце стално остајало изнад екватора, полови би били без икакве топлоте.

Напослетку се, без већих тешкоћа, може прорачунати целокупна количина топлоте, коју би Земља примила у току године, кад не би било ваздуха. Познато је, да сунчеви зраци у сваком тренутку обасјавају само половину земљине површине, док је друга половина у мраку, и по томе се може закључити да исто вреди и за целу годину. Осим тога, сунчеви зраци падају на разне географске ширине и дужине под врло разним угловима, као што је напред указано. На тај би начин прорачунавање било неизмерно отежано, јер поред утицаја географских ширина, ушли би у формулу и утицаји географских дужина. Све то се може избећи, ако се узме попречан пресек, на који сви зраци падају усправно, а такав је код кугле кружна површина, чије се средиште подудара са средиштем кугле. Тако се добија врло једноставна формула:

$$Q = S.T.R^2\pi,$$

у којој је *Q* непозната количина топлотне енергије, *S* соларна константа, *T* време, које одговара години, а *R* земљин средњи полупречник. Ако се унесу све бројне вредности биће

$$Q = [2 \times (365.24 \times 24 \times 60) \times (637000000)^2 \times 3.1415]$$
$$= 134087 \times 10^{19}$$

или 1·34 квадрилијон грам-калорија. Да би тај несхватљив број постао јаснији, и приступачнији мозгу, може се упоредити са неколико дејстава, која би та количина топлотне енергије била у стању да изврши: Њоме би се могао око 36 метара дебео слој леда око целе Земље отопити; могло би се преко билијон тона воде загрејати од 0^0 до 100^0C и најпосле би око 5·5 метара дебео слој воде око целе Земље могао испарити. На тај би начин сва мора нестала после десет столећа, јер би под утицајем сунчевог зрачења сва вода испарила. Али се и ова вредност мора смањити за $^2/_7$, које отпадају на копно, дакле приближно за 280 година, и сва би вода исчезла са Земље за 720 година.

Утицаји ваздуха на соларну климу. — Услед физичких особина ваздуха тип соларне климе је знатно промењен и до Земље доспу много мање количине сунчеве топлотне енергије.

Пре свега сунчеви зраци врло јако подлеже *дифузној рефлексији* т. ј. знатан је део зракова са ваздушних честица, маглених и облачних капљица и прашине на све стране неправилно расут, али ипак по општем правилу, да је рефлексиони угао једном инфлексијом углу зрака. Тиме сунчеви зраци буду у самом ваздуху ослабљени, тим више, што дуже

пролазе кроз њега. Међутим је *Ленгли* на основу детаљних испитивања закључио, да зраци разних таласних дужина буду у различитој мери ослабљени; највећма подлегну дифузној рефлексији зраци малих таласних дужина, близу инфраљубичастог дела сунчевог спектрума, а све мање зраци већих таласних дужина. Другим речима, нарочито ослабе у ваздуху т. зв. актински (хемијски) и светлосни зраци, а много мање топлотни зраци, већих таласних дужина.

С друге је стране Лорд *Рели* теоријски доказао, да зраци, који пролазе кроз мутан медијум, т. ј. кроз толико растањен ваздух, да су му честице мањих димензија од таласних дужина, морају услед расипања бити ослабљени и поставио је ово правило: Ако су честице ваздуха мање од таласних дужина зракова, што је случај на врло великим висинама, моћ расипања је обрнуто пропорционална четвртом степену таласне дужине. Тако је на пр. код љубичасте боје у разложеном спектруму сунчевих зракова таласна дужина око 0·4 μ, а код црвене око 0·8 μ, и по томе је однос расипања

$$0{\cdot}4 : 0{\cdot}8 = \left(\frac{1}{0{\cdot}4}\right)^4 : \left(\frac{1}{0{\cdot}8}\right)^4$$

Да би се рачун олакшао могу се место разломака узети цели бројеви, јер ће односи остати исти, и тада је

$$2 : 4 = \left(\frac{1}{2}\right)^4 : \left(\frac{1}{4}\right)^4,$$

т. ј. љубичасти су зраци шеснаест пута јаче дифузно рефлектовани него црвени. С тога у високим ваздушним слојевима превлађује плава боја, и њоме је условљено небесно плаветнило. При сутону сунчеви зраци падају врло косо и пролазе кроз много дебље слојеве ваздуха, па су и плави зраци потпуно расути, а мање зраци већих таласних дужина. Тада се јављају познате боје сутона: црвенило при сунчевом рађању и заходу.

Из целог излагања излази, да је главна карактеристика дифузне рефлексије опште слабљење зракова свих таласних дужина, са максимумом код најкраћих а минимумом код највећих таласних дужина, чији зраци имају нарочито топлотно дејство.

Овде се намеће питање, колико сунчеве зрачне енергије остане у ваздуху услед дифузне рефлексије? По *Траберту*[1]) атмосфера са облацима дифузно рефлектује око 40% сунчевог зрачења, које не доспе до земљине површине, али се тај однос у току године мења, са максимумом у летњим месецима. Ако се узме у обзир и рефлектовање са земљине површине, у износу од 2·3%, биће дифузно рефлектовано 42·3%. До сасвим друкчијег

[1]) *Wilhelm Trabert, Die Abhängigkeit der diffusen Wärmestrahlung von den Jahreszeiten.* Sitzungsber. d. med.-naturwiss. Vereines in Insbruck. 1906.

закључка дошли су *Абот* и *Фаул*[1]. Они су нашли, да од сунчеве зрачне енергије, која падне на горњу границу ваздуха, доспе до врха Маунт Вилсона (1800 м.) 84%, а до морског нивоа 62%, дакле је дифузно рефлектовано 38%. Али се при тим мерењима показало, да је од зракова са таласним дужинама 0·4 μ доспело до Маунт Вилсона 73%, а од зракова са $\lambda = 1{\cdot}6\ \mu$ (ултрацрвени) 98%, док је од истих зракова до морског нивоа дошло тек 50%, односно нешто више од 90%. Те вредности, међутим, вреде само за ведро небо, али је, по *Арениусу*, око 52% земљине површине покривено облацима, који спречавају сунчево зрачење, и с тога до морског нивоа доспе тек 24% од целокупне зрачне енергије. Најпосле је по *Аботу* и *Фаулу* знатан део сунчевог зрачења сасвим изгубљен за Земљу, и то онај, који са горњих површина облака буде дифузно рефлектован у просторе васионе. Према подели облачности су прорачунали, да то одговара трећини примљене сунчеве енергије.

Поред тога известан део сунчевих зракова буде у ваздуху упијен, нарочито зраци великих таласних дужина, али само у појединим деловима спектрума. *Ленгли* је према тој особини ваздуха назвао ову појаву *селективном апсорпцијом*. На тим је местима топлотан интензитет зракова веома смањен, па су извесни делови у ултрацрвеном делу сунчевог спектрума добили нарочито име „cold bands“, т. ј. „хладне траке“, јер су зраци при проласку кроз ваздух изгубили своју топлоту.

На питање, услед чега се у ваздуху уништи толика топлотна енергија, даје одговор спектрална анализа. Доказано је, да сами гасови имају изванредно малу апсорпцијону моћ, и даље, према испитивањима разних научењака, да сунчеве зраке у ваздуху нарочито упија водена пара, а у мањој мери угљени диоксид, кисеоник и озон[2]). Водена пара при томе има највећи значај, јер њене апсорпцијоне траке леже између таласних дужина 0·87 до 0·95 μ, 1·10 до 1·15 μ, 1·32 до 1·47 μ, 1·8 до 1·9 μ, 2·2 до 3·0 μ (где је апсорбовано око 80%), 4·5 до 6·3 μ (94%), затим између 11 μ до 20 μ и даље[3]). Раније се мислило да и угљен диоксид доста апсорбује сунчеве зраке, али су *Екхолм* и *Шајнер* њен утицај смањили на мање од 5%. Осим тога је доказано, да и озонизиран ваздух

---

[1]) *C. G. Abbot* and *F. E. Fowle, Annals of the Astrophysical Observatory of the Smithsonian Institution*. Vol. II. Washington 1908. — *Felix M. Exner, Neue Strahlungsgesetze aus dem Astrophysikalischen Observatorium der Smithsonian Institution.* Met. Z. 1909., стр. 120—129.

[2]) О свима ранијим испитивањима изнесени су главни закључци у чланку *Dr. Nils Ekholm, Ueber Emission und Absorption der Wärme und deren Bedeutung für die Temperatur der Erdoberfläche.* Met. Z. 1902., стр. 1—26, 489—505. — в. и реф. *Dr. A. Defant: F. E. Fowle, Über den Anteil des Wasserdampfes bei der Schwächung der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre der Erde.* Mét. Z. 1916., стр. 211—219.

[3]) в. и *Knut Ångström, Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre.* Annal. der Physik 1900. 4 Folge. Bd. III., стр. 720—732

упија сунчеве зраке. Али, док их водена пара нарочито упија у ултрацрвеном делу спектрума, озон их упија и у инфраљубичастом делу, између таласних дужина од 0·23 до 0·29 μ, и у ултрацрвеном делу, између 9·5 до 9·9 μ, где буде апсорбовано око 75% енергије. Напослетку апсорпцијоне траке кисеоника леже код таласних дужина 0·69 и 0·76 μ.

Абот и *Фаул* обраћају пажњу само воденој пари, која највише топлотне енергије упија. Служећи се *Арениус*овим средњим вредностима о садржини водене паре у ваздуху[1]), одредили су апсорпцију за разне појасеве од по 10° геогр. шир. и на тај начин доказали, да јој процентуалне вредности од екватора према половима опадају. С помоћу њих су прорачунали, да је износ селективне апсорпције при ведром небу на разним нивоима оволики: на горњој граници атмосфере 0%, на 1800 меметара висине 8·95%, при морској површини 12·05%. Осим тога неселективном апсорпцијом буде у ваздуху упијено још 9%, свега дакле 21%.

Сада се може одредити колико изаслате сунчеве зрачне енергије доспе до земљине површине. По раније изнесеној вредности дифузне рефлексије може се рећи, да приближно 0·6 од целог сунчевог зрачења, које је изаслато на обасјану земљину полукуглу (и означено са 1·0), продре у њезину атмосферу. Ова апсорбије око 21% зрачне енергије, т. ј. око 35% (= 21 : 0·6) оног зрачења, које је у себе примила, а остатак од 65% доспе до земљине површине у облику непосредног и дифузног сунчевог зрачења. Та вредност означава *трансмисијони коефицијент*, т. ј. онај део сунчевих зракова, који је прошао кроз целу атмосферу и озрачио земљину површину. Она се односи на обасјану полукуглу као целину, која прима сунчеве зраке под свима могућим инфлексијоним угловима. Ако би сви зраци падали усправно коефицијент би се према првом повећао за 12%, дакле на вредност 77%.

Али се у истини показује, да се трансмисијони коефицијент знатно мења, јер што су слојеви атмосфере дебљи и што је ваздух замућенији, тим је мањи. Према *Ценкер*у су при разним висинама Сунца (h) трансмисијони коефицијенти (q) за разне релативне дебљине атмосфере (d) оволики[2]):

h =	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	5°	0°
d	1·00	1·02	1·06	1·15	1·31	1·56	2·00	2·92	5·7	10·8	44·7
q	0·78	0·77	0·76	0·75	0·72	0·68	0·62	0·51	0·31	0·15	0·00
q_1	0·78	0·76	0·72	0·65	0·55	0·44	0·31	0·17	0·05	0·01	0·00

Из ове се таблице види, колико знатно јутарњи и вечерњи зраци буду у ваздуху ослабљени, и колико се јако мењају односи од мањих

[1]) *Dr. Svante August Arrhenius, Lehrbuch der kosmischen Physik.* Erster Teil. Leipzig, S. Hirzel. 1903, стр. 630.

[2]) *W. Zenker, Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche.* Berlin, Springer. 1888.

према већим географским ширинама. Јутарњи и вечерњи зраци и зраци на поларним ширинама изгубе скоро сву енергију у ваздуху док доспу до земљине површине. Али су са *q* означене теоријске вредности, које би биле тачне, кад би сунчеви зраци падали свугде усправно на површину, међутим је то врло редак случај. У истини су они већином нагнути под извесним углом и с тога горње вредности за усправно падање зракова треба помножити са синусом сунчеве висине. Тада је

$$q_1 = q \sin h,$$

а те су вредности изнесене у последњем реду таблице.

По овим подацима излази, да интензитет зрачења услед постојања ваздуха у још већој мери зависи од сунчеве висине, него кад га не би било, и да географска ширина добија много већи значај. Тип соларне климе доста се знатно промене, јер су интензитети светлосног и топлотног зрачења на разним географским ширинама у неједнакој мери смањени. Да би се нови термички услови на Земљи могли прорачунати, требало би прво одредити суму апсорбованог зрачења у ваздуху од сунчевог рађања до захода, или средњи дневни трансмисијони коефицијент, а то је скопчано са доста тешкоћа. Ипак је *Крова* по часовним мерењима интензитета зрачења у Монпелиеу успео, да у два ведра дана најхладнијег и најтоплијег месеца одреди средњи интензитет, који је према прорачунатим вредностима за половину мањи. Чак и на екватору, при зениталном положају Сунца, не доспе до земљине површине у току дана више од 57% зрачне енергије, која је примљена на горњој граници ваздуха. Према томе би се могло закључити, да фактични трансмисијони коефицијент није већи од 0·6.

Анго се латио тешког и заметног рада, да прорачуна количине топлотне енергије коју разне географске ширине приме у току сваког месеца, годишњег доба и године, под предпоставком да је јединка топлотне количине она, коју екватор прими при средњем удаљењу од Сунца за време равнодневица, и да је трансмисијони коефицијент 0·9, 0·8, 0·7 и 0·6[1]). Овде ће се изнети у килограм-калоријама само вредности за последњи коефицијент, под предпоставком да је соларна константа 2 гр-кал., и пре свега упоредити ове модифициране вредности за астрономску летњу и зимску половину године (од једне до друге равнодневице) са раније изнесеним односима код соларне климе, на страни 367, јер ће се тако најјасније видети њихове битне разлике:

геогр. шир.	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
летња пол. год.	78·0	84·1	86·3	84·3	78·5	68·9	56·7	42·6	30·8	26·0
зимска „ „	78·0	68·5	55·9	41·8	27·1	14·1	5·1	1·1	0·0	0·0
цела година	156·0	152·6	142·2	126·1	105·6	83·0	61·8	43·7	30·8	26·0

[1]) *A. Angot, Recherches théoretiques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe.* Annal. du bureau centr. météorol. de France. Tome I. Paris 1883.

Упоређењем се долази до ових закључака: 1. да Земља без атмосфере прими знатно веће количине топлоте него са њом, и да је однос од екватора према половима све екстремнији; 2. да се у лету, у оба случаја, максимум топлотних количина налази између 20° и 30° геогр. шир. а одатле према екватору и полу количине примљене топлоте опадају, али је опадање према полу интензивније; 3. да се за време зиме у оба случаја топлотне суме од екватора према полу много брже смањују, него у летњој половини године. По овоме излази, да атмосфера у зимским месецима има много јачи утицај на смањивање топлотне енергије која доспе до земљине површине, услед много веће нагнутости сунчевих зракова; 4. да је на истим географским ширинама код модифициране соларне климе однос између примљене топлоте у летњој и зимској половини године према полу много екстремнији, него код чисте соларне климе. Тако би код соларне климе 10° геогр. шир. у зимској половини године примио 13·7% мање топлоте него у летњој половини, 40° геогр. шир. 50·5% мање, 70° геогр. шир. 90·3% мање, док би код модифициране соларне климе одговарајуће вредности биле 18·5, 65·5 и 97·4%.

Значај ваздуха је према овоме јасан. Он знатно смањује топлотне количине и зато има јак расхлађујући утицај, с погледом на примљену топлотну енергију са Сунца. Модифицирана соларна клима екстремнија је од нормалне. Пошто модифициран тип има много већи теоријски значај за топлотан домазлук на Земљи, неће бити без разлога да се прикаже идеална подела топлоте у свима месецима и на свима географским ширинама. Вредности одговарају трансмисијоном коефицијенту 0·6 и изражене су у килограм-калоријама:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
90° с. ш.	0·0	0·0	0·0	1·3	6·1	9·1	7·2	2·2	0·1	0·0	0·0	0·0	26·0
80°	0·0	0·0	0·2	2·5	6·9	9·4	7·8	3·5	0·5	0·0	0·0	0·0	30·8
60°	0·1	0·9	3·6	7·5	11·0	12·7	11·5	8·4	4·5	1·4	0·2	0·0	61·8
40°	3·0	5·2	8·6	11·8	14·1	**14·8**	14·3	12·4	9·4	6·0	3·5	2·5	105·6
20°	8·3	10·3	12·5	**13·9**	**14·5**	**14·6**	**14·5**	**14·0**	12·8	10·7	8·6	7·5	142·2
0°	12·8	13·7	**14·0**	13·4	12·4	11·7	12·0	13·0	**13·8**	13·7	13·0	12·5	156·0
20° ј. ш.	**15·4**	**14·6**	12·7	10·3	8·1	7·1	7·6	9·6	12·0	**14·0**	**15·2**	**15·6**	142·2
40°	15·2	12·7	9·1	5·5	3·1	2·2	2·7	4·8	8·7	11·7	**15·6**	**15·9**	105·6
60°	12·3	8·4	4·0	1·2	0·1	0·0	0·1	0·7	3·1	7·2	11·3	13·4	61·8
80°	8·1	3·2	0·4	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·1	[illegible]	6·8	10·1	30·8
90°	7·6	1·9	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·9	6·0	9·6	26·0

Ради непосредног упоређења са астрономском летњом и зимском половином године вредности за метеоролошке половине су оволике:

геогр. шир.	90°	80°	60°	40°	20°	0°		−20°	−40°	−60°	−80°	−90°
метеоролошка						с.	ј.					
летња пол. год.	25·9	30·3	54·7	76·0	84·0	76·5	(79·5)	86·8	78·2	55·7	30·4	26·0
зимска „ „	0·1	0·5	7·1	29·6	58·2	79·5	(76·5)	55·4	27·4	6·1	0·4	0·0

При пажљивијем посматрању горње таблице долази се до ових чињеница општијег значаја:

1. Из троструког односа Земље према Сунцу: њеног обртања око осовине, услед кога се јавља смена дана и ноћи, њеног кружења око Сунца, које изазива разлике у годишњим временима, нагиба њезине осовине на раван еклиптике, чија је последица неједнакост у трајању дана и ноћи, дају се извести и све разлике у подели топлотне енергије на Земљи у појединим годишњим добима и на разним географским ширинама.

2. Максимум топлотних количина не прима увек иста географска ширина. Он се помера са годишњим кретањем Сунца: при јужном је солстицију око 30° југ. шир., у марту на екватору, у јуну око 30° сев. шир., а у добу око јесење равнодневице понова на екватору. Децембарски максимум је изразитији од јунског, јер је Земља у то доба близу перихела.

3. Топлотне се количине од максимума према оба пола смањују, али према полу полукугле на којој је Сунце брже, но на другој.

4. На екватору се јављају два максимума и два минимума топлоте, али је пролетњи максимум нешто већи од јесењег, а јунски минимум мањи од децембарског. Прва је чињеница у вези са положајем екватора према Сунцу, а друге са неједнаким удаљењима Земље од Сунца. Двострука се периода јасно осећа до 10° сев. и јуж. шир.

5. Од 10° према половима топлотна је периода једноставна, са максимумом у јуну, односно децембру, а минимумом у супротним месецима.

6. Највише топлоте у току године прими екватор; према половима је примљена количина топлотне енергије све мања.

7. Исте географске ширине северне и јужне полукугле приме у току године исте количине топлоте, али је ова у појединим, одговарајућим месецима неједнако подељена.

8. Најмање колебање у топлотним количинама има екватор (2·3). Према већим географским ширинама колебање се повећава, са максимумом између 40° до 60° (до 13·7), а одатле према половима смањује.

9. На јужној су полукугли колебања на свима географским ширинама већа и односи стално екстремнији, него на северној. То се види и из месечних и из метеоролошких полугодишњих вредности, по којима је прорачунато, да је колебање на јужној полукугли у средњу руку за 6·1% веће него на северној, са изузетком полова, где је на јужном полу колебање за 20% веће но на северном.

Ови су односи скелет климатских разлика на Земљи и основи за климатолошка разматрања. При њиховом расправљању треба поћи од напред изнесених бројева, да би се поједини утицаји могли поставити на право место, и по њиховом значају и по степену модификације. Али се при томе не сме изгубити из вида, до горње вредности вреде само под извесним претпоставкама, којих код *реалне* или *физичке климе* већином нема.

Даљи је задатак да се посмотри, колико су теоретски топлотни услови промењени утицајем разноликих чинилаца.

Чиниоци, који мењају теоријске топлотне услове. — До сада је изнесено, да је један део сунчеве зрачне енергије дифузном рефлексијом враћен у просторе васионе, други да је упијен у ваздуху, а остатак да доспе до земљине површине, коме ће се обратити сва даља пажња.

Сунчеви зраци при проласку кроз *чист* ваздух не изгубе скоро ништа од своје зрачне енергије услед диатерманзије[1]), али им се она у чврстом или течном телу претвори у топлотну енергију, јер ју тело делимично упије и нешто се загреје. Долазећи до земљине површине, зраци падну делом на копнене, делом на водене масе, на којима изазову различито дејство, услед неједнаке специфичне топлоте. Наиме, да би се кубан центиметар воде загрејао за 1°C потребна му је једна грам-калорија, која означује специфичну топлоту воде, с погледом на запремину. Код саставних делова копна специфична је топлота увек мања. Највећа је код тресета од 0·83 до 0·96 гр-кал., затим код гранита и кречњака, од 0·75 до 0·80 гр-кал. Мања је код пешчара, али ту зависи од растреситости: што је растреситији, тим је специфична топлота мања; с тога је код зеленог пешчара (Grünsandstein) 0·63, код млађих пешчара 0·46, а код песка од 0·3 до 0·5 гр-кал. Уопште се може рећи, да је средња специфична топлота код разних врста стена и земаља око 0·6 гр-кал. То значи, да се копно много лакше загрева од мора, јер му је за исти степен загревања потребно мање топлоте, него воденим површинама. Али то исто вреди и за процес хлађења, јер се копно при истом губитку топлотне енергије јаче расхлади од мора. Осим тога, степен загревања зависи и од влажности, што се непосредно може довести у везу са великом специфичном топлотом воде. То је разлог што ума, глина и песак имају тим већу специфичну топлоту, што су влажнији, ако су сви други услови исти.

Даље је веома значајно ово: док се у ваздуху апсорбована топлота распореди по целој атмосфери, у копну и води се у главном ограничи само на танак површински слој, јер су обоје лоши спроводници топлоте. Кад би се сва топлота стално нагомилавала и остајала у површинским слојевима копна и мора, морала би се земљина површина све већма загревати, а то није случај. Испитивањима је доказано, да се за последњих сто и више година у топлотним односима на Земљи нису показале никакве прогресивне разлике, било постепено све јаче загревање, или све веће хлађење. Сва та примљена топлота бива враћена у ваздух, прво

---

[1]) За тела, која лако пропуштају зрачну топлоту и при томе се не загреју, каже се да су *диатермана*, или да имају особину *диатерманзије;* према грчком διά = кроз и θερμαίνειν = загревати.

у приземан слој, па постепено и споро у све виши и виши. Али је специфична топлота ваздуха несрављено мања и од специфичне топлоте копна, а још знатније од воде. Њена је вредност за кубан центиметар тек 0·00031 гр-кал., т. ј. око 1950 пута мања од копнене, а 3250 пута мања од водене специфичне топлоте.

Последица тога је, да се ваздух у главном загрева од земљине површине, па тек као загрејан издаје своју топлоту у више слојеве и према просторима васионе.

Поред ових главних чиниоца има и неколико споредних. Пре свега се површине мрких боја лакше загревају од површина са отвореном, жућкастом или белом бојом, услед неједнаке апсорпције. Храпаве се површине лакше загревају од светлих и глатких, јер су ове бољи рефлектори. Тако је на Женевском Језеру и на Рајни рефлексија са њихових површина важан чинилац при зрењу грожђа, док се с друге стране многе климатске особености у планинским пределима вечитога снега могу протумачити рефлексијом тамних топлотних зракова са светлих површина.

Утицај вегетације се донекле огледа у смањивању топлотног колебања, прво због њезине релативно велике влажности, а друго због повећаног испаравања. У супротном правцу делује снежни покров на равницама због врло јаке рефлексије зракова, чиме се топлотно колебање повећава.

Напослетку, известан значај имају и сами метеоролошки елементи. Тако на пр. повећана количина водене паре у ваздуху смањује топлотна колебања у дневном и годишњем току, а у истом смислу делују магле и облаци. Кад облаци покрију небо они се између Земље и Сунца поставе као огроман штит, који не дâ сунчевим зрацима да доспу до земљине површине и да ју загреју, а с друге стране спречавају њезино јаче ноћно хлађење, те на тај начин ублажују топлотно колебање. Посредан утицај имају ветрови, јер из загрејаних или расхлађених предела доносе у друге, релативно хладније, односно топлије пределе топле или хладне масе ваздуха и тиме ублажују разлике у топлотним односима појединих делова земљине површине.

Загревање и хлађење копна. – На процесе при загревању и хлађењу копнених маса највећма утичу њихове физичке особине. Саставни су делови копна највећим делом слаби рефлектори, али је ипак незнатан део сунчевих зракова одбачен натраг у ваздух. Они јако упијају зрачну енергију и ни мало ју не пропуштају у дубље слојеве због адиатерманзије. Тиме се копнене површине могу јако загрејати. Даље је важно, што код саставних делова копна нема промена у агрегатном стању те се ни један део енерѓије не изгуби у облику латентне топлоте, осим у зимским месецима, када се на већим географским ширинама

површина тла замрзава. Осим тога су копнене честице везане за место; не могу да топлотне разлике ублаже и смање струјањем и мешањем, него само врло спорим спровођењем. Напослетку мала специфична топлота копнених конституената утиче на сразмерно брзо загревање.[1])

Из ових чињеница излази, да ће највећи део сунчевих зракова на копненој површини бити упијен и претворен у топлоту. Њено је загревање тим јаче, што стрмије сунчеви зраци падају, т. ј. што је Сунце више изнад хоризонта, јер се иста количина зрачне енергије излива на све мању површину. У дубље се слојеве топлота шири спровођењем, али је спроводљивост[2]) код саставних делова копна толико мала, да се веома споро загревају.

Најбоље спроводе топлоту метали, а разне врсте стена и земаља много лошије. Тако је на пр. калориметријски коефицијент спроводљивости код сребра 1·096 гр-кал./цм^{3}сек., док је код мрамора и гнајса 0·0082, базалта 0·0067, кречњака 0·005, шкриљаца 0·003 и песка 0·0026 гр-кал./цм^{3}сек., дакле за 135 до 420 пута мањи него код сребра. И овде коефицијент знатно зависи од растреситости, јер што је земљиште растреситије, т. ј. што је више ваздуха између појединих честица, тим је мањи. По томе се јасно види, колико се споро топлота шири од површине према дубљим слојевима. Дубина, до које се осети утицај спровођења зависи од два чиниоца: од трајања примања топлоте и коефицијента спроводљивости.

Загревање дубљих слојева догађа се овако: Један део зрачне енергије, која падне на земљину површину, употреби се на њено загревање, а остатак буде спроведен у непосредно дубљи слој. У њему се опет известан део употреби на загревање, а остатак буде спроведен у непосредно дубљи слој и т. д. То значи, да ће сваки дубљи слој бити све мање и, према односима на површини, све доцније загрејан. Фазна се времена, дакле, у дубљим слојевима све више задоцњавају. Утицај дневног спровођења топлоте осећа се највише до једног метра дубине, а годишњег од 10 до 25 метара. Те дубине зависе од величине топлотног колебања на површини, јер што је оно веће, тим дубље ће лежати слој непроменљиве топлоте, у коме престане деловање спроводљивости. С тога се у летњим

---

[1]) *H. Wild, Über die Bodentemperaturen in St. Petersburg und Nukuss.* Repert. für Met. Bd. VI. № 4. St. Petersburg 1878. — *E. Leyst, Über die Bodentemperaturen in Pawlowsk.* Repert. für Meteorol. Bd. XIII. № 7. Petersburg 1890. — *П. Вујевић, Температуре тла у Београду.* Глас Српске Краљевске Академије, књ. LXXIX. Београд 1909. — *W. Kühl, Der jährliche Gang der Bodentemperatur in verschiedenen Klimaten.* Gerlands Beiträge zur Geophysik. Bd. VIII. Hf. 3—4. 1907. — *J. R. Sutton, Earth Temperatures at Kimberley.* Transact. of the South African Phil. Soc., Vol. XVIII. March 1904.

[2]) У Физици спроводљивост топлоте или калориметријски коефицијент спроводљивости означава ону количину топлоте, која за јединку времена прође кроз јединку запремине, ако је температурна разлика између оба зида 1°C.

данима топлота са копнених површина сроведе до веће дубине него у зимским.

Али је опште познато, да сунчеву зрачну енергију примамо само дању. Чим почне да се смркава и настаје сутон, спадне и интензитет зрачења на нулу. Од тада, за време ноћи, она земљина полукугла, која је на супротној страни Сунца, не прима са њега зрачну енергију, али је увек топлија од виших ваздушних слојева и интерпланетарног простора. Зато ће раније примљену топлоту зрачити у хладније слојеве ваздуха и још хладнији простор васионе, према одређеним физичким законима. Да се зрачење са Сунца и са Земље не би мешало и називало истим именом, може се друго назвати *радијацијом*, ма да је радијација зрачење из било кога топлотног извора, па и Сунца, на супрот *инсолацији* или непосредном сунчевом сјају.

Радијација је тамно зрачење, са много већим димензијама зракова од оних у видљивом делу сунчевог спектрума. Ти зраци су дубоко у ултрацрвеном делу спектрума и постојање им се може утврдити једино болометром, т. ј. инструментом за мерење топлотног интезитета код зракова разних таласних дужина. По *Кирхоф*овом закону (1860) је однос између емисионе моћи *е*, односно израчене енергије на квадратни центиметар у секунду, и апсорпцијоне моћи *а*, т. ј. упијене енергије, код истог тела и при истим температурама исти, дакле је

$$\frac{e}{a} = \varepsilon.$$

Међутим је за тела са нижом температуром од 525°C вредност ε невероватно мала, и приближно се може узети, да је у тим случајевима апсорпцијона моћ једнака емисијоној моћи, јер ако је $\varepsilon = 0$, биће $e = a$. Према томе би требало, да је и апсорбована топлота у копну за време једне године једнака издатој топлоти, јер се само тако земљино топлотно стање не би мењало. То је у истини доказано и може се рећи, да инсолација држи корак са радијацијом. Али то вреди само за годину као целину и Земљу као целину. У току године се и односи код радијације мењају, али у супротном односу са инсолацијом. Док је ова јача у летњој половини године, у зимској надјачава радијација. Исто се тако и цела Земља може поделити на три појаса: један екваторијалан, у коме надјачава инсолација, и два поларна, у којима предвлађује радијација; граница између њих је вероватно између 35° и 40° геогр. шир.[1]).

После овог удаљавања од предмета може се прећи на питање о хлађењу копна. Кад Сунце зађе копнене површине почну да издају своју

[1]) *Wilhelm von Bezold, Der Wärmeaustausch an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre.* Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. Braunschweig. Friedr. Vieweg und Sohn. 1906, стр. 324—342.

топлоту у ваздух и да се хладе. Али ће непосредно дубљи слој бити топлији од површине, спровешће јој известан део топлоте и нешто ће се расхладити. Што се даље иде у ноћ он ће издати све више топлоте и све ће се јаче хладити. Сада ће непосредно дубљи слој почети да спроводи своју топлоту према вишем и т. д. Догађа се дакле супротно од оног у дневним часовима, јер је топлотан градијент управљен од унутрашњости према површини. Једина се упоредност између инсолације и радијације показује у томе, што се у току дана величина радијације пропорцијонално мења са инсолацијом: што је јача инсолација, снажнија је и радијација. Може се рећи и овако, да је радијација одговарајућа вредност *Стефан*овом закону, по коме је израчена количина топлоте Q пропорцијонална четвртом степену апсолутне температуре T, дакле

$$Q = \sigma T^4,$$

где је σ константа, која зависи од природе тела[1]). По томе закону излази, да радијације нема само ноћу него и у дневним часовима, чак и при најјачем сунчаном сјају. Непосредно је са тим у вези, да јој величина мора бити мања од величине инсолације, јер Сунце у средњу руку сија 12 часова, а радијација траје 24 часа, и да ће тренутна температура сваког места одговарати разлици између инсолације и радијације. Ако превлађује прва температура се повећава, а ако надјачава друга температура опада. По томе се повећавање температура у дневном току догађа од сунчевог рађања до једног од раних поподневних часова, а у годишњем току у пролетњим и летњим месецима; у целом осталом времену температуре опадају. Али то вреди само за односе на копненој површини, јер се у дубљим слојевима тла битно мењају.

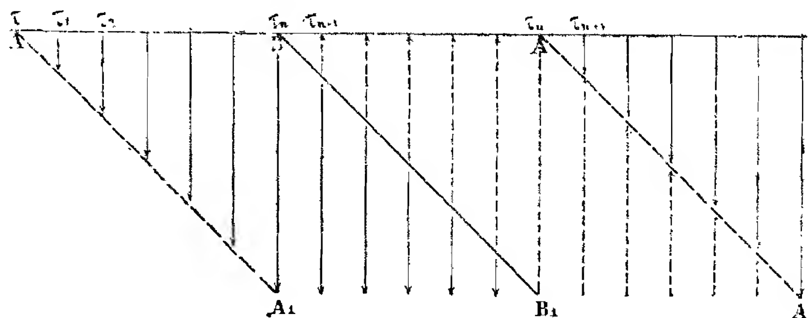
То се може показати на примеру годишњег загревања и хлађења тла. Ако се пође од почетка примања топлоте видеће се ово: Тле у извесно време τ прими сунчевим зрачењем извесну количину топлотне енергије. Њен се један део употреби на загревање, други буде издат радијацијом, а трећи се спровођењем одводи у дубину. Споменуто је, да је спровођење кроз саставне делове копна веома спор процес, и топлота, која је примљена на земљиној површини у времену τ, спровешће се до одређене дубине тек до времена τ_1 (в. скицу 165.). Али у томе времену површина тла прими више топлотне енергије, јер је сунчева висина већа и у истом односу са вишком топлотне енергије повећава се загревање површине, радијација, и дубина, до које допире спровођење. После истог времена које прође од τ до τ_1, дакле у времену τ_2, спровођењем ће се загрејати још дубљи слој, и то ће се догађати све дотле, док тле не прими максималну количину топлотне енергије. У то ће се доба део сунчеве то-

---

[1]) *Müller-Pouillet's Lehrbuch der Physik und Meteorologie*, II. Bd., 2. Abt., 9. Auflage. Braunschweig. Friedr. Vieweg und Sohn. 1898., стр. 675—680.

плотне енергије спровести до дубине A_1. За сво време од τ до τ_n топлотан је градијент окренут према земљиној унутрашњости, што показују стрелице.

У даљем току интензитет сунчевог зрачења слаби. Услед тога ће површина тла примати мање топлотне енергије и нагомилана топлота у земљиној унутрашњости постепено ће се спроводити ка површини. У времену τ_{n+1} известан део унутрашње топлоте већ буде спроведен до земљине површине и топлотан градијент је од одређене дубине окренут на горе, али је у дубљим слојевима још управљен према унутрашњости. После истог времена τ, дакле у времену τ_{n+2}, примање топлотне енергије је још слабије, хлађење површине јаче, издавање топлоте из унутрашњости интензивније, и граница обрнутих топлотних градијената померена у већу дубину. Кад на површини буде најјача радијација, у дубини ће тек тада бити максимална топлота, јер је од B спроведена до дубине B_1.



Скица 165.

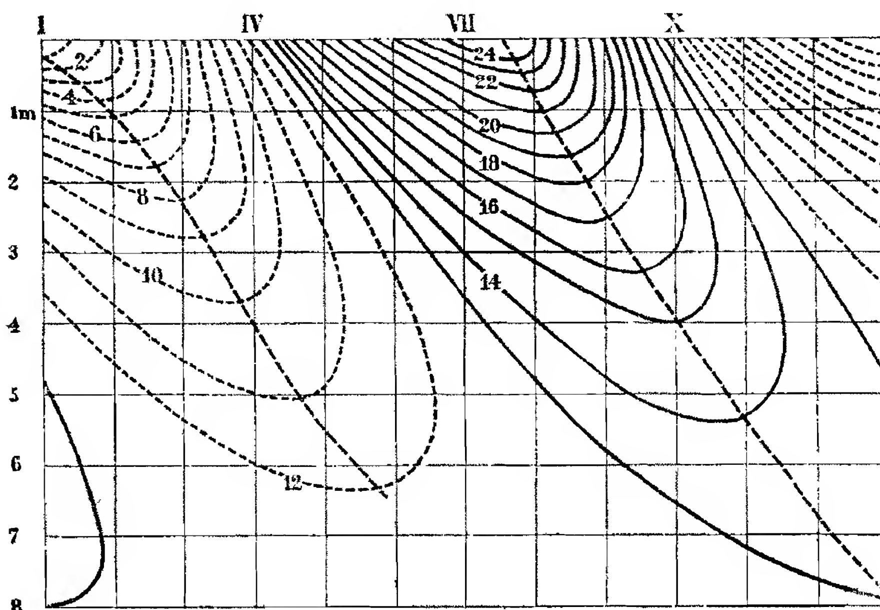
Од тренутка τ_n почиње поновно загревање површине тла и у даљем се току времена догађа исто, што је напред споменуто. Постепено се загревају и дубљи слојеви, али је у већим дубинама топлотан градијент још окренут према површини.

По своме карактеру линија AA_1 изгледа као какво удоље, према коме струје теку са обе стране, и означава дубине, до којих се у разним временима спровео максимум радијационе хладноће, док линија BB_1 одговара гребену, од кога струје отичу, а уједно указује на дубине, до којих је у одређеном времену спроведена максимална инсолациона топлота.

По ономе што је раније речено, да се у свакој дубини известан део примљене топлотне енергије употреби на њено загревање, а остатак спроведе до дубљег слоја, може се са сигурношћу закључити, да ће загревање сваког дубљег слоја бити све слабије. Међутим то вреди и за радијацију. Услед издавања топлоте највећма се расхлади површина тла, јер непосредно граничи са ваздухом, а преко њега са простором васионе. Сваки се дубљи слој све мање расхлади, да у извесној дубини остане нетакнут. То доводи до важне чињенице, да се топлотна коле-

бања са дубином смањују и у извесном нивоу настану непроменљиви односи. Та се дубина може математички одредити, јер приближно одговара другом корену трајања периоде загревања и хлађења[1]). Код дана и године је тај однос $\sqrt{1} : \sqrt{365·25} = 1 : 19$, т. ј. у дневном је току дубина непроменљивих односа око 19 пута мања но у годишњем, што прилично одговара истини, јер се у београдском тлу дневна топлотна колебања осећају до 65 центиметара дубине, а у годишњем до 13—14 метара.

Сви ови односи, изражени у температурама, изнесени су у скици 166., која представља изоплете[2]) температура тла у Београду, на основу посматрања од 1902 до 1906 године. Карактеристике ради треба споменути, да је у земљиној површини (у дубини 1 мм.) годишње колебање температура 29·5°, у 10 центиметара дубине 24·1°, у 50 цм. 20·0°, у 1·5 м. 13·4°,



Скица 166. — Изоплете температура тла у Београду.

у 3 м. 6·9°, у 6 м. 1·6°, а у 12 м. 0·13°С. Али се из скице види, да најниже и највише температуре не одговарају теоријским условима, т. ј. не падају на времена најјачег хлађења и загревања земљине површине, дакле у децембар и јуни, што би одговарало односима модифициране соларне климе, него у доцније месеце. То се слаже са чињеницом, да у јануару још надјачава утицај радијације, а у јулу инсолације.

Од битног је значаја величина годишњег топлотног промета у копну, т. ј. колико инсолационе енергије копно прими у току године и тамним зрачењем изда. Према температурним односима у разним дубинама бео-

[1]) *Jul. v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie.* III. Auflage., стр. 54.

[2]) *изоплете* су линије, којима су повезана места истих количина топлоте; по грчком ἴσος = једнак и πλῆθος = обилност, количина.

градског тла, и под претпоставком, да је специфична топлота свих слојева у средњу руку 0·5 гр-кал., прорачунато је, да се у слоју квадратног метра површине и 14 метара дебљине у току године магазинира око 25000 кгр-кал., а толико исто буде издато. То је за континенталне пределе веома важно, јер за време радијационих процеса у зимској половини године располажу са доста незнатном залихом топлоте.

Загревање и хлађење мора. — Код воде су физичке особине сасвим друкчије, и зато се загревање и хлађење дубљих водених слојева догађа на други начин, но што је случај код копна. Пре свега вода спада међу најбоље природне рефлекторе, те знатан део сунчевих зракова одбаци са својих површина и тај је за загревање пропао. Она је сразмерно диатермана, јер сунчеви зраци, постепено слабљени, продру до великих дубина. Осим тога, вода прилично упија сунчеве зраке, али се један део апсорбоване топлотне енергије употреби на испаравање, чиме је загревање морских површина ослабљено. Међутим је највећа разлика према физичким особинама копнених честица у томе, што водене честице нису везане за место и што вода има највећу специфичну топлоту, те се при свим истим другим приликама најмање загреје и расхлади.

Али, у морској води има растворених соли и њена специфична топлота не одговара специфичној топлоти хемијски чисте, или бар слатке воде, него се смањује у односу садржине соли, јер је код ове специфична топлота за јединку запремине мања. С тога је у морске воде са 26‰ соли специфична топлота 0·97, а са 39‰ 0·953 гр-кал., т. ј. за 3 до 5% мања од специфичне топлоте слатке воде. Та разлика, међутим, не смета, да се код елементарних прорачунавања и даље узима вредност 1 гр-кал.

У морској је води загревање и хлађење дубљих слојева компликованије него на копну, где је скоро искључиви чинилац спровођење, али мање заплетено од загревања копнених слатких вода.

Под утицајем сунчевих зракова честице на морској површини упију известан део зрачне енергије, која се при томе преобрази у топлоту. Ова се делом употреби на загревење површинских честица, у односу њихове специфичне топлоте, делом на испаравање, а делом на загревање дубљих слојева: зрачењем, спровођењем и струјањем, али је питање, који је од ових чинилаца најважнији?

Пре но што се на то одговори, треба посмотрити шта бива са површинским слојем? Он се при даљем сунчевом сјају све више загрева, т. ј. постаје све топлији, али му се с тога једна од физичких особина промене, наиме, смањи му се специфична тежина. По томе би загрејана вода могла да се стално одржава на површини, и што се јаче загрева била би тим стабилнија. То у истини одговара процесима код загревања слатких вода, али је код морске воде друкчије. При јачем је загревању и испаравање веће, али се тиме со у површинском слоју

згушњава (концентрира) и вода постане сланија. Сада ће у специфичној тежини настати опет промена, јер се она повећава са повећавањем садржине соли. Према томе ће се са површинском водом догодити ово: она ће услед јачег загревања и испаравања постати сланија и тежа, те ће се спуштати све до оне дубине, у којој наиђе на слој са истом специфичном тежином, али — што је најважније — собом понесе и првобитну топлоту. Наравно, да ова неће остати неокрњена, јер се топлије честице на целом путу додирују са хладнијима, али ће на крају крајева бити ипак топлије од своје околине. На њихово место долази на површину непосредно дубљи и нешто хладнији слој, са мањом специфичном тежином. И он се при сунчевом сјају почне јаче загревати и доцније се догоди оно исто, што и са ранијим слојем, који је био на површини. На тај се начин при загревању морских вода развијају конвекцијоне струје, али тек од оног тренутка, када повећавање специфичне тежине услед повећаног салинитета (садржине соли) надјача смањивање специфичне тежине услед већег загревања. Осим тога се може рећи и ово, да ће конвекцијоне струје допирати тим дубље, што је интензивније загревање на површини. Из свега овог излази, да се за време инсолације у дубљим слојевима океана нагомилава велика количина топлотне енергије, што одговара процесима т. зв. термичке конвекцијоне акумулације.

На загревање дубљих водених слојева знатно утиче и продирање сунчевих зракова. Специјалним је испитивањима доказано, да зраци разних таласних дужина продиру до неједнаких дубина, али је карактеристично, да нарочито јако буду апсорбовани зраци већих таласних дужина, који имају загревајући значај, те продру до незнатних дубина. При свем том се топлотно дејство осећа и у дубини од 20 метара[1]).

Најмањи утицај на загревање дубљих водених слојева има спровођење, јер је калориметријски коефицијент спроводљивости за воду веома мали: при температурама од 10^0 до 20^{0}С око 0·0012 гр-кал/цм^3 сек., дакле за 840 пута мањи него код сребра, или око трипут мањи но код разних врста стена. Спровођењем би се топлота у току дана проширила до 40 центиметара, а у годишњој периоди до 7 метара дубине. Сличан би значај имало и топлотно зрачење са морских површина, јер би се осетило само до незнатних дубина. Ипак су при загревању океана, који покривају око $^5/_7$ земљине површине, сви ови чиниоци активни.

Кад Сунце зађе загревање престане и морска површина почне да се хлади, т. ј. да у ваздух и преко њега у простор васионе издаје раније примљену топлотну енергију. Тиме ће непосредно дубљи слој постати нешто топлији, а с друге се стране код површинског, расхлађеног слоја

[1]) в. поглавље *Продирање сунчевих зракова и прозирност океанске водé.*

специфична тежина повећа. С тога ће, под утицајем те́же, водене честице са морске површине почети да тону, и то до оне дубине у којој наиђу на слој воде са истом специфичном тежином. Истовремено ће нешто топлији, лакши, дубљи слој да се испне до површине, али се и он почне хладити. *Форел* је за те односе изнео карактеристичан пример, под претпоставком, да је сваки дубљи слој све хладнији[1]). И ако тај пример вреди за хлађење језерских вода, ипак се може применутии и код хлађења океана, јер се оно код слатких и сланих вода догађа на исти начин. У случају 1. је претпостављено да влада стање равнотеже и да су температуре од слоја А до Е све ниже.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
A 10·0	B 9·8	A 9·7	C 9·6	A } 9·5	A }
B 9·8	A 9·7	C 9·6	A } 9·5	B }	B } 9·4
C 9·6	C 9·6	B 9·5	B }	C } 9·4	C }
D 9·4	D 9·4	D 9·4	D 9·4	D }	D }
E 9·2	E 9·2	E 9·2	E 9·2	E 9·2	E 9·2

Ако слој А почне да губи топлоту постаће нешто хладнији и специфички тежи, таман толико, да дође иамеђу слоја В и С, са температуром од 9·7^0 (случај 2.). Сада се почне хладити слој В и добије толику специфичну тежину, да се са температуром од 9·5^0 спусти до дубине између слоја С и D (случај 3.). Хлађење и даље траје, те слој А доспе између слоја С и В са температуром од 9·5^0 (случај 4.), а доцније се слој С расхлади до 9·4^0 и потоне до слоја D, где наиђе на исту специфичну тежину и топлоту (случај 5.). После извесног се времена и слој АВ расхлади до 9·4^0 тако, да се у сва четири слоја од А до D температура изједначи, и у процес хлађења буде увучен слој Е. По овоме се види, да се при хлађењу водених маса топлота у разним слојевима изједначује и да ће исте температуре владати у све дебљем слоју, што је хлађење интензивније и дуготрајније. То је процес термичке униформизације. У природи су, међутим, односи нешто другачији него у теоретском примеру. Расхлађена честица са површине мора да тоне због повећане специфичне тежине, али се на путу додирује и меша са топлијим честицама, те се нешто загреје и не задржи првобитну температуру, коју је имала на површини.

По свему излази, да је и код хлађења морских вода главан чинилац конвекцијоно струјање, те исто оно што је речено за процесе загревања вреди, са извесним ограничењима, и за процесе хлађења. Наиме, конвекцијоне ће струје допирати тим дубље, што је интензивније хлађење на морској површини. Али, поред конвекције треба узети у обзир и мање више водоравно или нагнуто струјање, т. зв. адвекцију,

---

[1]) *F. A. Forel, Le Léman, monographie limnologique.* Tome II., Lausanne, F. Rouge 1895., стр. 297—298.

која носи расхлађену воду са морских обала према дубљим слојевима у централним деловима мора[1]).

Према условима о загревању и хлађењу копна, мора се битно разликују. Из разлога, што је вода релативно добар рефлектор, што се знатан део топлотне енергије употреби на испаравање, што се апсорбована енергија подели на доста дебео слој, што честице воде нису везане за место и што вода има највећу специфичну топлоту, из свих се разлога вода у току дана и године споро загрева и хлади. Топлотна су колебања на океанима знатно мања него на копнима под истим географским ширинама и под свима другим истим условима.

Услед ширења топлотне енергије конвекцијоним струјама и продирањем сунчевих зракова с једне стране, а велике специфичне топлоте с друге, у океанима се топлотна колебања осећају до много већих дубина него у копну, и могу у себи нагомилати много више топлотне енергије, коју радијацијом издају у зимској половини године. То се јасно види из ових примера. У северном делу Јадранског Мора магазинира се до краја лета у слоју до 66·5 метара дубине 440.000 кгр-кал/м², у Црном Мору до исте дубине око 300.000 кгр-кал/м², а до дубине од 73 метра 470.000 кгр-кал., у Егејском Мору до 100 метара дубине око 410.000 кгр-кал., а до исте дубине у Средоземном Мору 440.000 кгр-кал. Та се топлота у току јесењих и зимских месеца утроши на загревање околног ваздуха, услед чега су јесење и зимске температуре знатно ублажене[2]). Копно је због мале специфичне топлоте много осетљивије. С тога су на њему топлотна колебања знатно већа и у јесењим месецима врло брзо изда магазинирану топлотну енергију.

Да би се степен топлотне осетљивости на морима могао потпуно оценити, треба обратити пажњу питању, колико се температуре морске површине поводе за привидним сунчевим кретањем по небу. На то се питање добија јасан одговор: у дневној су периоди најниже температуре у зору, када су конвекцијоне струје најјаче развијене, а највише су у поподневним часовима, око 3 часа, у појединим случајевима и сат два доцније, када је Сунце одавна кулминирало. Исто се тако знатна задоцњавања показују и у годишњој периоди. Највише и најниже температуре на површини су око два месеца иза сунчевог највишег и најнижег положаја на небу. Гдегде је задоцнавање краће, а негде дуже, скоро до 3 месеца.

У термичком погледу се океанске воде понашају овако: фазна се времена знатно задоцњавају, загревање и хлађење је споро, дневни и годишњи ток слабо изразит, а топлотна колебања незнатна.

---

[1]) *J. Hann, Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer.* Met. Zeitschr., 1908., стр. 215—219.

[2]) *P. Vujević, Die Einflüsse der umliegenden Meere auf die Temperaturverhältnisse der Balkanhalbinsel.* Geogr. Jahresber. aus Österreich. X. 1912., стр. 98 - 99.

Загревање и хлађење ваздуха. — Опште је правило, да се свако тело тим већма загреје, што је ближе извору топлоте, ако су сви други услови исти. По томе би требало да су највиши слојеви ваздуха уједно и најтоплији, јер су најближи сунчевим зрацима, а све нижи били би све хладнији. У истини се показује баш обратно, будући су виши слојеви ваздуха све хладнији и средња температура на висини од 15 километара спадне до — 55°C. Осим тога је у вишим слојевима слободног ваздуха дневно топлотно колебање толико незнатно да се смањи до 1°C. То колебање се може узети као нормално стање у ваздуху, које зависи од упијених сунчевих зракова. Сасвим су друкчија колебања у ваздуху изнад копнених површина. Општи се услови могу показати на примеру за Београд у средњем годишњем дану. Ту су на разним висинама оволика дневна топлотна колебања:

ваздух	2	м.	8·4°
„	1	„	8·9°
„	0·4	„	9·1°
земљ. површина			17·5°

Те вредности стоје у очитој супротности са теоретским условима и доводе до важног закључка: Као што су сунчеви зраци узрок загревању земљине површине, исто је тако она главан узрок загревању приземних ваздушних слојева. О тој чињеници не може бити сумње, али је ипак питање, до којих се висина тај утицај осећа.

Да би се процеси при загревању и хлађењу ваздуха могли боље разумети, треба пре свега указати на односе између топлотног стања на површини копна или мора и ваздуха изнад њих. Као пример могу послужити дневне и месечне вредности једне копнене и океанске станице и одговарајуће вредности у ваздуху на 2 метра релативне висине. За Београд, као копнену станицу, узеће се дневни ток температура у најхладнијем и најтоплијем месецу, према подацима од 1902 до 1906 године:

јануар	1ª	3	5	7	9	11	1ᵖ	2	3	5	7	9	11	кол.
ваздух	—1·4	—1·6	—1·8	*—2·0*	—1·1	0·7	1·9	**2·2**	1·9	0·4	—0·3	—0·7	—1·1	4·2
тле	—2·0	—2·2	—2·4	*—2·5*	—1·2	1·8	**3·9**		2·7	—0·2	—1·0	—1·3	—1·7	6·4
Δ т — в	—0·6	—0·6	—0·6	—0·5	—0·1	1·1	2·0		0·8	—0·6	—0·7	—0·6	—0·6	
јули														
ваздух	18·4	17·4	*16·8*	19·9	22·8	25·2	26·5		**27·1**	26·6	24·0	20·9	19·5	10·3
тле	17·6	16·4	*16·2*	24·0	35·0	43·9	**47·2**		44·8	36·9	26·0	20·8	18·9	31·0
Δ т — в	—0·8	—1·0	—0·6	4·1	12·2	18·7	20·7		17·7	10·3	2·0	—0·1	—0·6	

По овим подацима може се утврдити: 1. да је дању тле у оба месеца, па по томе и у свима осталима, релативно знатно топлије од ваздуха, у јануару око шест часова (од 10ª до 4ᵖ), а у јулу око четрнаест часова (од 6ª до 8ᵖ); 2. да је ноћу ваздух нешто топлији од тла услед слабије, али непрестане радијације из њега у ваздух; 3. да тле

и ваздух имају најнижу температуру скоро у истом времену, око сунчевог рађања, и с тога се од месеца до месеца помера на друге часове; 4. да се тле највећма загреје око 1 до 2 часа пре ваздуха и да се максимум температуре у ваздуху од зиме према лету задоцњава; 5. да је дневно топлотно колебање у ваздуху увек мање и да се разлика повећава од зиме ка лету.

Слични се односи јављају у годишњем току, једино се дневни часови замењују са годишњим месецима (периода 1902—1906 г.):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	кол.
ваздух	*−0·4*	3·3	6·9	10·8	15·8	19·1	**22·1**	21·9	17·5	11·5	6·5	1·2	21·5
тле	*−0·5*	2·8	7·8	13·5	20·8	24·3	**29·0**	27·7	20·3	11·9	5·7	1·0	29·5
Δ т — в	−0·1	−0·5	0·9	2·7	5·0	5·2	6·9	5·8	2·8	0·4	−0·8	−0·2	

И овде су у летњим месецима температуре тла за 5^0 до 7^0 више, као око подневних часова у дневном току, а у зимским су до 1^0 ниже од температуре ваздуха. С тога су и топлотна колебања на тлу већа, ма да разлика није ни близу онолика као у јулској дневној периоди. Под тропским географским ширинама копнена је површина у свима месецима топлија од ваздуха, али опет у најтоплијем месецу највише, т. ј. до 10^0C.

Друкчији су односи изнад морских површина, јер су разлике у топлотном стању воде и ваздуха много мање, нарочито у дневноме току, али у екваторијалним и субтропским ширинама немају исто понашање. То се у дневноме току види из разлика у температури површине Атлантског Океана и ваздуха на 5^0 и 30^0 сев. шир. у летњој половини године:

	1a	3	5	7	9	11	1p	3	5	7	9	11	ср. темп. воде
5^0 сев. шир.	0·9	1·0	0·9	0·7	0·4	0·2	0·1	0·2	0·4	0·6	0·7	0·8	26·6C^0
30^0 „ „	0·9	0·8	0·8	0·6	0·4	−0·1	−0·5	−0·4	−0·2	0·3	0·6	0·8	20·0^0

За океанске је пределе карактеристично, да су ваздушне температуре стално бліске температурама водене површине, али је ноћу вода увек много топлија него у дневним часовима; шта више, на већим је географским ширинама морска површина хладнија од ваздуха, у примеру за 30^0 сев. шир. од 10 до 6 часова. Односи су према копну потпуно обрнути, осим што је средња температура морске површине увек већа од средње ваздушне температуре, као и на тропском копну. Али је највећа разлика у томе, што су колебања у ваздуху већа него на морској површини. Тако је на 5^0 сев. шир. топлотно колебање у ваздуху $1·5^0$, а на површини Атлантског Океана $0·7^0$, док су на 30^0 сев. шир. одговарајуће вредности $1·7^0$, односно $0·5^0$. Све ове чињенице доводе до закључка, да је дневни ток топлотних промена у ваздуху доста независан од подлоге, иначе би колебања морала бити већа но на морској површини. По *Хану* је дневни ток топлотних промена у ваздуху непосредно зависан од упијања сунчевих зракова и ноћне радијације, јер иначе најниже и највише температуре у ваздуху не би падале у раније часове, према онима

на океану, а посредно од средњег топлотног стања на океанској површини[1]). По *Шмиту* се, међутим, целог дана догађа размена топлоте између воде и ваздуха, и баш она упревремени максима. Такав начин деловања настаје тиме, што преко таласа зрачења лежи негативан талас спровођења са површине на више. Код свију чињеница које су споменуте: прерана појава екстрема, мало топлотно колебање на морској површини и повећавање према висини битно учествује вода, односно њезина велика спроводљивост при струјама размене[2]).

Као пример годишњих односа може послужити Средоземно Море, од 32° до 44° сев. шир. и од 5° зап. дуж. до 32° ист. дуж., за које су прорачунате ове средње вредности[3]):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	кол.
ваздух	*13·6*	13·8	14·5	15·9	18·3	21·8	24·7	**25·1**	24·1	21·5	18·0	15·1	11 5
море	15·1	*14·5*	14·7	15 8	17·8	21·4	24·0	**25·0**	24·0	22·0	19·2	16·8	10·5
Δ м — в	1·5	0·7	0·2	– 0·1	—0 5	—0·4	—0·7	– 0·1	– 0·1	0·5	1·2	1·7	

И ови бројеви у свему показују, да за годишњи ток вреди исто што и за дневну периоду, само са извесним ограничењима. Зими је морска површина доста топлија, а лети нешто хладнија од ваздуха изнад ње. Ови услови су у зимској половини године нарочито јако потенцирани на Атлантском Океану, где се осећају утицаји Голфске струје, и с тога је морска површина око обала Велике Британије и Скандинавије у зимским месецима до 3·5° топлија од околног ваздуха. Најнижа је температура у ваздуху око месец дана пре најниже температуре на мору, али максима падају на исти месец. Колебања су знатно мања него на копну под истим географским ширинама, али су у ваздуху за 1° већа, дакле опет супротно од услова на копну.

Ако се упореде једни и други односи, доћи ће се до неколиких општих закључака: У дневном току копно веома јако утиче на топлоту приземних ваздушних слојева, а исто тако, али слабије, у годишњем току. С друге стране океанска површина има на дневни топлотан ток најнижих ваздушних слојева незнатан утицај, али знатно већи у годишњем току, нарочито при своме хлађењу у зимској половини године.

После овога се може прећи на питање, како земљина површина утиче на топлотно стање ваздушних слојева, и пошто су односи код хлађења једноставнији, прво ће се њима обратити пажња.

После сунчевог захода земљина површина престане да прима топлоту и према физичким законима почиње хлађење. Прва је последица тога, да се оно спроведе од земљине површине у приземне ваздушне

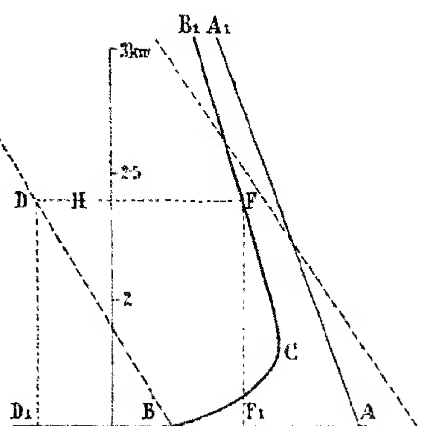
[1]) *J. v. Hann. Lehrbuch der Meteorologie.* III. Aufl., стр. 65—67.

[2]) *Wilhelm Schmidt, Über den täglichen Temperaturgang in den unteren Luftschichten.* Met. Zeitschr. 1920., стр. 57—58.

[3]) *Jul. Hann, Luft- und Wassertemperaturen im Mittelmeere.* Met. Z. 1906, стр. 316.

слојеве. Али је калориметријски коефицијент спроводљивости за ваздух, као и за гасове, веома мали, $0·57 \times 10^{-4}$, т. ј. око 95 пута мањи но код саставних делова копна, и зато се утицај спровођења хладноће осети тек до 2·5 и 3·5 метра висине, према различитим дужинама ноћи. Много је важнији чинилац за ноћно хлађење ваздушних маса зрачење топлоте из ваздуха према расхлађеној површини. Да би се значај зрачења боље истакао треба понова упозорити, да је код ваздуха специфична топлота за јединку запремине тек $0·31 \times 10^{-3}$ гр-кал., дакле 3100 пута мања од специфичне топлоте морске воде и око 1900 пута мања но што је код разних врста стена и земаља. Пошто изрзачивање топлоте (радијација) почиње са земљине површине, ова ће у извесном тренутку постати хладнија од приземног ваздуха. У том ће случају приземни ваздушни слој почети да зрачи топлоту према земљиној површини, али ће се због мале специфичне топлоте сам веома расхладити, а земљину површину неће скоро ништа загрејати, јер јој је специфична топлота око 1900 пута већа. Што дуже радијација траје тим дебљи ваздушни слојеви учествују у зрачењу топлоте, али опет по правилу, да ће сваки виши слој изрзачити све мање топлоте. Последица тога је, да се приземан ваздух највећма расхлади, а сваки виши слој све мање. Другим речима, температуре се од земљине површине до извесне висине повећавају. Али се у планинским долинама, котлинама и на високим, сувим платоима доњи ваздушни слојеви за време дугих, ведрих зимских ноћи могу толико расхладити, да им температуре постану знатно ниже од оних, у неколико стотина метара вишим слојевима. То стање се зове *инверзија* или *обрт температура*.

За њено ће објашњење најбоље послужити графички приказ. У координатном систему скице 167. ордината означује висине, а апсциса топлотна стања, односно температуре. Посматрањима у планинским пределима и мерењима са ваздушним лоптама је утврђено, да се ваздушне температуре за сваких 100 метара висине у средњу руку смање за 0·55°. Тај би услов за ваздушне слојеве изнад извесног места на 1500 м. висине и са температуром — 6°C био приказан косом линијом AA_1, која одговара вертикалном температурном градијенту. Такви би односи владали око сунчева захода, када су топлотна стања у ваздуху између својих екстрема: максимума после поднева и минимума у зору. После дуже радијације топлота се у целој ваздушној маси смањи, али се у исто време земљина површина много јаче хлади и зато јој температура до поноћи спадне, рецимо, до — 12°C.



Скица 167.

Приземан је ваздух такође врло расхлађен зрачењем и спровођењем топлоте на земљину хладнију површину и до зоре му температура спадне до вредности *B*, која је много нижа него у ваздуху код *C*, око 300 метара изнад долине или платоа (1800 м. надм. вис.). Велика кривина линије BCB_1 представља особеност обрнутог вертикалног температурног градијента у ниским ваздушним слојевима.

Али ови процеси изазивају још једну важну појаву. Наиме, треба претпоставити, да се приликом инверзије мала запремина приземног сувог ваздуха издигла до висине *H*. Ваздух се при томе у сваких 100 метара расхлади за 1^0 (тачније за $0{\cdot}98^0$) или се при спуштању исто толико загрева, јер је на његово ширење (одн. стезање) употребљен рад, који се могао извршити само утрошком (одн. ослобођењем) унутрашње топлотне енергије. С тога је динамично опадање температура са висином последица ширења ваздушних маса при пењању, а не спољашњих утицаја[1]). Такве се промене зову *адиабатске*, а стање *адиабатско стање*[2]). Код адиабатских су промена односи константни, ма при којој температури почело дизање ваздуха, а адиабатски градијент знатно већи и одговара нагнутијој, испрекиданој линији *BD*. Када се приземан ваздух, расхлађен до температуре *B*, издигне до висине *H*, температура му спадне на вредност D_1, пошто се пројекције висине и температуре секу у тачци *D*. Али је на тој висини температура околног ваздуха *F* и зато запремина издигнутог ваздуха за F_1-D_1 степени хладнија. Те ваздушне масе са неједнаким температурама имале би и неједнаке густине, односно специфичне тежине. Хладнији је ваздух много тежи и не може се одржати на висини *H*, него се спушта према земљиној површини све дотле, док не наиђе на ваздух са истом температуром и густином. Међутим, пошто се ваздух спушта, не може задржати температуру *D*, коју је имао на висини *H*, јер долази у све гушће ваздушне слојеве, све више му се запремина смањује и динамички се загрева у истом односу у коме се хладио. С тога ће доспети до земљине површине са истом температуром *B*, коју је имао пре издизања.

По томе се мора закључити, да доњи ваздушни слојеви у ведрим зимским ноћима не показују тежњу за кретањем, него баш супротну, за мирним таложењем према специфичним тежинама. Ако би то стање било нарушено, ваздушне би масе ипак тежиле да се врате у нормалан положај. Ноћно је хлађење, дакле, једноставан физички поступак и допире до релативно малих висина.

---

[1]) *Wilhelm v. Bezold, Zur Thermodynamik der Atmosphäre. Erste Mitteilung.* Gesamm. Abhandl. a. d. Gebieten d. Meteorol. u. d. Erdmagn., стр. 91—127.

[2]) од грчког διάβατος = *кроз шта се може проћи;* дакле са привативним α означава оно, кроз што се не може проћи; у овом се случају мисли на непродирање спољашње топлоте, односно хладноће.

Заплетенији су односи код загревања ваздушних слојева. Одмах после сунчева рађања, чим му зраци почну стрмије падати, почне и постепено загревање земљине копнене и водене површине, која известан део примљене топлоте спроводи, а у мањој мери зрачи према хладнијем ваздуху непосредно изнад ње. Оба ова чиниоца делују у истом смислу, т. ј. загревање се преноси од једног до другог ваздушног слоја, и у сваком вишем све је слабије. При томе се највећма загреје површински слој, који се услед тога шири и постане специфички лакши. Изнад њега су слојеви хладнији, гушћи, тежи, па одговарајући гравитацијоном закону падају према земљиној површини, а топлији се и лакши приземан ваздух диже до оне висине, на којој нађе исту специфичну тежину. На тај се начин у ваздуху развија вертикално или конвекцијоно струјање, које је тим јаче, што је интензивније загревање земљине површине.

Али је питање, колико би требао да се загреје приземан ваздух, па да настану конвекцијоне струје, јер и ако постане специфички лакши има да надјача притисак целе атмосфере. Другим речима, треба утврдити до којих ће се граница одржати стање лабилне равнотеже у ваздуху. По законима термодинамике је доказано, да ће то бити случај ако је

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{1}{R},$$

при чему dt означава диференцијал температуре, dh диференцијал висине, а R производ коефицијента ширења гасова, притиска и запремине при температури 0^0, који је за сваки посебан гас карактеристична константа. За ваздух је $R = 29{\cdot}27$, и по томе је

$$\frac{dt}{dh} = -0{\cdot}034$$

Другим речима, чим се температура приземног ваздуха, у односу према вишим слојевима, толико повећа, да вертикалан градијент за сваких 100 метара висине буде већи од $3{\cdot}4^0$, или за један метар висине већи од $0{\cdot}034^0$, мораће теже ваздушне масе са висине да се с места покрену и спуштају ка земљиној површини, чинећи место лакшем и топлијем приземном ваздуху, који ће се дизати.

Да то није редак случај може потврдити свакодневан пример. У Београду су у три узастопне године, 1902 до 1904, у априлу месецу, при средњој облачности од 6·4, где је преко половина неба била покривена облацима, биле од 9 до 12 часова пре поднева на разним висинама оволике средње температуре:

часови	9	10	11	12
ваздух 2 м.	11.3⁰	12.8⁰	13.7⁰	14.6⁰
1 „	11.6	13.2	14.1	15.0
земљ. површина	15.9	19.6	21.7	23.5

Ако се узме да су температуре ваздушних честица непосредно изнад земљине површине биле за 1⁰ ниже, ипак се види, да су већ од 9 часова ујутру постојали погодни услови за конвекцијоне струје, јер је температуран градијент за 1 метар висине износио бар 3·3⁰. У ведрим летњим данима разлике су око подневних часова знатно веће, што показују ови примери[1]:

Београд 1906, 2 часа по подне	20. VII	4. VIII	14. VIII
ваздух 2·0 м.	33·8⁰	37·0⁰	30·6⁰
„ 1·0 „	32·6	34·7	29·2
„ 0·4 „	35·0	37·0	31·6
земљ. површина	59·0	55·0	50·2

У тим су се часовима температуре до 40 центиметара смањиле за 18⁰ до 24⁰, а приближно исто толико и до 2 метра висине.

Али, не треба мислити, да прегрејане честице ваздуха доспу до већих висина са првобитним температурама, које су имале изнад земљине површине, јер се на целом путу мешају са хладнијим честицама, осим тога се за сваких 100 метара дизања динамички расхладе за 1⁰. С тога се загрејан ваздух може до одређене висине издићи само онда, ако му је вишак топлоте према околном ваздуху толико велики, да и при динамичном хлађењу и додиру са хладнијим честицама доспе као нешто топлији. Да би се конвекцијоно струјање осетило до 1500 метара релативне висине, морао би вишак топлоте бити већи од 15⁰, јер се за толико степена утрошеним радом на ширење расхлади.

На тај се начин загревање ваздуха постепено преноси из нижих у више слојеве, а докле се у току дана може проширити зависи од загревања подлоге и топлотног стања у вишим ваздушним слојевима: ако су ови релативно хладни услови за дизање се побољшавају, али ако су загрејани кретање ће брзо престати. Према овом излагању излази, да ће, као последице процесâ при загревању ваздуха, температуре према висини опадати, и то у приземним слојевима брже, а у вишим спорије.

Шмит је, међутим, упозорио, да као узроци измешаности ваздуха не долазе у обзир само мале вертикалне струје термичког порекла, услед прегрејаности најнижих слојева, него и ускомешаност (турбуленција), чије су вртложасте струје изазване динамички, т. ј. струјањем ваздуха преко препрека на земљиној површини, и да је овај узрок, насупрот обичном мишљењу, важнији од првог. И даље, да не примају само високи слојеви ваздуха топлоту зрачењем, него да тај поступак има сигурно претежан значај и при загревању нижих слојева, при храњењу топлотног извора. Њему се мора приписати и велики део оне

[1]) *P. Vujević, Die Temperaturverhältnisse der untersten Luftschichten.* Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss. in Wien 1909., mathem.-naturw. Kl. Bd. CXVIII, Abt. IIa., стр. 971-1018.

енергије у размени између виших и приземних слојева, која се иначе сматра као дејство конвекције[1]).

У годишњем току загревања и хлађења један дан наставља рад прошлога, и тако непрестано, а дејство се шири до све већих висина. При томе у летњим месецима превлађују процеси загревања, који карактеришу топлотну поделу у ваздуху, док у јесен почну надјачавати процеси хлађења, са све изразитијим типом инверзија, нарочито у најхладнијем месецу.

Према свему што је споменуто о загревању и хлађењу ваздуха долази се до закључка: 1. да се топлотна колебања у ваздуху са висином смањују; 2. да се фазна времена са висином нешто задоцњавају; 3. да су у ноћним часовима виши слојеви ваздуха до извесних висина топлији од приземног ваздуха и лети и зими; 4. да у дневним часовима температуре са висином опадају и да је опадање у топлијем годишњем добу често веће од 1^0 за 100 метара висине; 5. да ваздух изнад океанских површина има самосталнију улогу. Али, све ово вреди за ниже ваздушне слојеве, док су у високим слојевима, где престају непосредни утицаји земљине загрејане и расхлађење површине, услови сасвим друкчији.

Значај ваздуха за тамно зрачење са земљине површине. — Напред је на стр. 270—271 споменуто, да ваздух највећма упија сунчеве ултрацрвене зраке одређених таласних дужина, али да су стални састојци ваздуха за све врсте зракова скоро сасвим диатермани, са изузетком неких линија озона и кисеоника у инфраљубичастом, црвеном и можда жутом делу спектрума, док их скоро искључиво апсорбује водена пара и угљен диоксид. Пошто је у тамном зрачењу много већи процент ултрацрвених зракова, ови ће их слојеви у још већој мери упити и ваздух се понаша као загревајућа стаклена башта. Ако би се из било кога узрока количине тих саставних делова за дуго време променуле могло би се догодити велико колебање у климатима. Код водене паре постоје чак извесна ограничења, јер јој је количина одређена средњим температурама земљине површине, а није обрнут случај. Ако се због неких узрока средња температура повећа испариће више воде и значај ваздуха као стаклене баште ће ојачати. Супротно би се догодило при општем хлађењу земљине површине. Из тих је разлога утицај водене паре на велика климатска колебања само споредног значаја. Сасвим је друкчији случај са садржином угљеног диоксида у ваздуху, који је независан од земљиног средњег топлотног стања и који би могао бити првобитан узрок великим колебањима климе у ранијим геолошким периодама.

Екхолм је на основу разних мерења и прорачунавања закључио, да је апсорпција земљиног тамног зрачења у атмосферској воденој пари

[1]) *Wilhelm Schmidt, Wird die Atmosphäre durch Konvektion von der Erdoberfläche her erwärmt?* Met. Zeitschr. 1921., стр., 262–268.

врло знатна, јер од 20° сев. до 20° јуж. шир. упије око 70%, у умереном појасу 65 до 45%, а само у поларним пределима нешто мање од 30% У средњу руку водена пара упије 60·4%, угљен диоксид 17·6%, а сув ваздух тек 7·5%; али, пошто се поједине апсорпцијоне траке водене паре и угљеног диоксида поклапају, може се узети, да ваздух са угљеним диоксидом и воденом паром у средњу руку упије око 78% земљиног тамног зрачења[2]). *Абош* и *Фаул*, међутим, узимају у обзир само водену пару и налазе, да она од тамног зрачења пропусти у простор васионе тек једну десетину, али се због средње облачности на Земљи та вредност по процени смањи на половину, т. ј. на 5%. По њима се у приземна 4 километра ваздуха задржи 95% израчене топлотне енергије, која се употреби на његово загревање и у друге сврхе[3]).

Температуре

Однос између топлоте и температуре. — Пре него што се пређе на питање о условима температурне поделе на Земљи потребно је да се утврди, у каквом односу стоје температуре према топлоти. У свакидашњем се животу та два појма врло често мешају, али у Физици имају различит значај и тачно одређен смисао. Наиме под температуром извесног тела Физика подразумева његово *шоплошно сшање*, и када се говори о променама температуре мисли се на промене у топлотном стању.

Ту истину је при крају XVIII. столећа изнео *Блек*, хемичар у Единбуриу, и указао, да количину топлоте у телу треба разликовати од његове „унутрашње снаге"; јер, ако у једном суду имамо килограм воде, а у другом два килограма, и ако су обе масе једнако топле, јасно је, да ће два килограма воде имати двапут већу количину топлоте, него један. По томе се види, да је и топлотно стање последица топлотних количина у телу. Кад оно прими извесну количину топлотне енергије температура му се за известан степен повећа. Али, у рачун улази и маса, јер ако се она саразмерно повећа моћи ће температура тела да остане иста, и ако је примило већу количину топлоте.

Осим тога се при упоређењу разних тела показало, да између примања топлоте и прираштаја температуре не постоји паралелитет. Неком ће телу бити потребна двострука и трострука количина топлотне енергије, да му се у истој запремини температура повећа исто онолико, као код другога или трећега тела. То неједнако понашање између количине топлотне енергије и топлотног стања последица је неједнаких специ-

[2]) *Dr. Nils Ekholm, Über Emission und Absorption der Wärme und deren Bedeutung für die Temperatur der Erdoberfläche.* l. c.

[3]) *C. G. Abbot and F. E. Fowle,* l. c.

фичних топлота, о чему су раније изнесени бројни подаци. Ако кубан центиметар речне воде, гранита, пешчара и сувог песка има исто топлотно стање, т. ј. исту температуру, рецимо 15°, онда ће води бити потребно 10 гр-кал. да јој се температура повећа за 10°, дакле до 25°, граниту око 8 гр-кал., пешчару око 4·5 гр-кал., а сувом песку тек 3 гр-кал. То доводи до закључка, да је количина топлотне енергије *квантитативна* вредност, а одговарајућа температура *квалитативна*, која зависи од више чинилаца.

Човек ће својим топлотним чулом разне топлотне квалитете субјективно разликовати према осећању, и означиће их као студен, прохладан, млак, врео и т. д., а објективно их означава топлотним степеном или температуром.

Мерење температура. — Одавно је запажено, да се при промени топлотног стања у извесним телима промену и неке друге особине, њихова густина, запремина и т. д., које одговарају разним чулним осећањима код човека. Према томе се за објективна одређења топлотног стања могу узети различите физичке особине тела, али се као најпогоднија показала промена у запремини.

Галилеј је први дошао на помисао, да за мерење температура могу послужити промене у запремини тела, које је узето за посматрање, и јасно изнео све предности тога поступка. Наиме, промена запремине даје апсолутну ознаку, која не зависи од релативног осећања човечијег организма; она се може редуцирати на дужине и непосредно мерити; најпосле, њоме се могу одредити врло незнатне промене у топлотном стању. Тиме је дата могућност, да се квантитативне разлике у запремини примену на одређење квалитативних разлика у топлотном стању, и добијен инструмент за таква мерења, који је назван *термометар*.

За одређење топлотног стања најзгодније су течности, јер се могу затворити у уске цеви, те се и при малој промени топлотног стања јако рашире, т. ј. покажу видљиву разлику у запремини. Најбоља је од свих течности жива, јер се правилно шири и стеже, осим тога добро спроводи топлоту. Термометар у најобичнијем облику је затворена, шупља, уска стаклена цев, са куглицом на доњем крају. Из цеви је извучен ваздух, а куглица напуњена живом. Ова се при повећавању топлоте шири и диже у цев, и што је загревање веће, тим више се жива издиже. При томе разни степени дизања и спуштања живе означује разне температуре.

Не зна се ко је први употребио течности за мерење топлотног стања, али је сигурно, да су чланови „Accademia del Cimenti" у Фиjоренци 1657 године употребљавали термометре са живом[1]) на којима су

[1]) *G. Hellmann, Die ältesten Quecksilber-Thermometer.* Met. Zeitschr. 1897., стр. 31-32.

као фундаменталне тачке биле температура човечије крви (37°C) и температура смесе из снега и соли (— 21°C). Тек су после једног столећа за фундаменталне тачке узете данашње ознаке; *Хуке* је 1664 године узео као прву тачку температуру топљења леда, а *Хајгенс*, годину дана доцније, као другу, температуру кључања воде. Међутим, оне још дуго нису добиле оно значење, које имају данас, јер је почетком XVIII. столећа *Оле Ремер* конструисао термометар са те две тачке, али је на његовој скали при тачци врења била ознака 60, а код тачке топљења 7·5. Нула би свакако одговарала температури извесне смесе, која повећава хладноћу[1].

Слична је и *Фарнхајт*ова скала (1724 год.), али је његова заслуга, што су му фундаменталне тачке у складности, и што је јасно указао, да ваздушан притисак утиче на тачку врења. У његовој скали 0° одговара температури смесе из снега и салмијака (— 32°C) и, полазећи од дуодецималног система, добија за температуру крви 96° (8 × 12). С тога је у његовој скали ледна тачка + 32°, а тачка врења 212°. *Реомир* је око 15 година доцније (1730 год.) увео код својих степена веће размаке, јер је хтео да поделу доведе у везу са приращтајем запремине код алкохола, и одредио је тачку топљења са 0°, а тачку врења са 80°. Једина се Скандинавија од почетка XVIII. столећа служила центезималном поделом, т. ј. поделом на сто, и зато се *Целзиус* не може сматрати као оснивач центезималног система; али је вероватно он (1742 године) пренео ову поделу на термометре и тачку врења означио са 0°, а тачку топљења са 100°. Нешто је доцније *Лине* извршио промену и ледну тачку означио са 0°, а тачку врења са 100°, али се та скала и данас назива Целзиусовим именом[2]).

Прерачунавање једне скале у другу доста је лако, јер су формуле једноставне. Тако је на пр.

$$n^0C = \frac{4}{5}\,n^0R \text{ или } 0{\cdot}8n^0R = \left(\frac{9}{5}\,n + 32\right)^0 F \text{ или } (1{\cdot}8\,n + 32)^0F$$

$$n^0R = \frac{5}{4}\,n^0C \text{ или } 1{\cdot}25n^0C = \left(\frac{9}{4}\,n + 32\right)^0 F \text{ или } (2{\cdot}25\,n + 32)^0F$$

$$n^0F = \frac{5}{9}\,(n - 32)^0C \text{ или } 0{\cdot}55\,(n - 32)^0C = \frac{4}{9}\,(n - 32)^0R \text{ или } 0{\cdot}44\,(n - 32)^0R.$$

На примеру то изгледа овако:

$$23^0C = (0{\cdot}8 \times 23)^0R = 18{\cdot}4^0R \text{ или } = (32 + 1{\cdot}8 \times 23)^0F = 73{\cdot}4^0F$$

Као што се види, подела топлотних стања на степене сасвим је произвољна, јер нема никаквог начина по коме се може установити, која су

[1]) *Kristine Meyer, Ole Römer and the Thermometer.* Nature. Tome 82. № 2097. 6. Jan. 1910.

[2]) *R. Börnstein, Zur Geschichte der hundertteiligen Thermometerskala.* Physik. Zeitschr. 1907 № 23., стр. 871—874. и *G. Hellmann, Ursprung der hundertteiligen Thermometerskale.* Met. Zeitschr. 1920., стр. 36.

једнако удаљена једно од другог. Подела на степене је створена једино ради лакше оријентације о разним топлотним стањима и операсања са температурама.

Код Целзиусове и Реомирове скале означују се температуре испод ледне тачке са негативним знаком, док он код Фарнхајтове скале долази тек од температуре — 17·78°C = 0°F. Осим тога треба споменути, да жива при температури од — 38·5° прелази у чврсто стање и с тога се за мерење ниских температура узима алкохол, или још боље толуол, којим се до — 70°C добијају доста тачне температуре.

На први поглед изгледа, да се ваздушне температуре могу одредити без већих тешкоћа, али није тако. У истини је то доста тежак проблем, о коме је много писано и који је тек у новије доба решен. Тачно је температура ваздуха одређена, кад између термометра и околног ваздуха престане пренашање топлоте, т. ј. кад се у оба тела успостави исто топлотно стање, али то је тешко остварити. Слободно изложен термометар биће за извесно време обасјан сунчевим зрацима, те ће по својој величини и саставу стакла примити зрачењем мање или више топлоте и добиће већу температуру од ваздуха, док ће ноћу услед јаче радијације постати хладнији. Исто ће тако показивати нижу температуру ако после кише остане мокар, јер му се одузима топлота на испаравање воде. С тога се термометри и већина осталих метеорошких инструмената поставе у т. зв. „термометарске кућице“, или заклон од сунчевог сјаја и радијације. Оне су постављене на четири колца 2 метра изнад земљине површине; стране су им око 1·5 метар дугачке и затворене капцима, само је четврта, Северу окренута, отворена. Од горе су покривене дашчаним кровом и целе обојене белом бојом, која најјаче одбија сунчеве зраке. На тај је начин термометар по могућности заклоњен од свију спољашњих утицаја, али га ваздушне струје несметано додирују.

Да би се ваздушне температуре могле мерити и при сунчевом сјају, кад нема никаквог заклона, конструисан је покретан термометар, који се окреће око утврђеног положаја, као што се обрће чегртаљка. Тако се термометар, услед непрестаног брзог окретања, стално додирује са новим масама ваздуха. Температурна разлика између термометра и околног ваздуха постепено се смањује и после кратког времена нестане. Исто се постиже и *Асман*овим аспирацијоним психрометром, код кога се крила на аспиратору неколико минута окрећу, увлаче у себе све нове ваздушне масе и с друге их стране пропуштају. Пошто му је спољашњи металан оклоп потпуно углачан одбија све сунчеве зраке и унутрашњи зид се никад не загреје више од 0·1°C изнад ваздушне температуре.

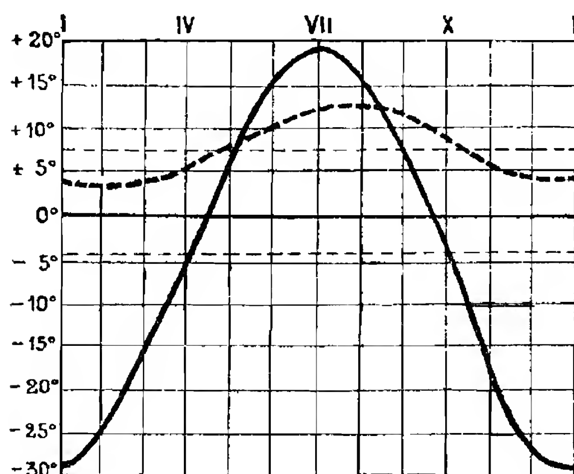
Утицаји копна и мора на ваздушне температуре. — Раније је истакнуто, да копно и океани, због неједнаких физичких особина, имају различит утицај на ваздушне температуре. Разлике су им најизразитије у

најважнијим деловима године, јер у зимским и летњим месецима имају супротно термичко понашање, у чему се њихов климатски значај у својој битности показује.

Копнене и водене површине приме на истим географским ширинама квантитативно исту топлотну енергију, али се квалитативно разликују. Због велике специфичне топлоте океани се мање и спорије загревају и хладе од копна под истим условима. Отуда ваздух изнад океанских површина има мања дневна и годишња колебања и веће задоцњавање фазних времена, него ваздух изнад копна на истој географској ширини. Значај тих разлика је очигледнији, ако се упореди годишњи температуран ток у Валентии (Ирска), станици при Атлантском Океану, са Семипалатинском (Зап. Сибирија) и Благовјешченским (Ист. Сибирија), као представницима екстремно континенталне климе. Све ове станице леже приближно на истом упореднику, на 51° сев. шир., и имају доста незнатне разлике у надморским висинама, па ипак су им температуре врло неједнаке:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Валентиа	7·2	*7·1*	7·4	9·1	11·1	13·6	14·7	**15·2**	13·6	10·7	8·7	7·5	10·5	8·1
Семипалатинск	*−17·5*	−16·8	−9·8	3·5	14·0	20·6	**22·2**	19·6	12·7	3·4	−6·6	−14·4	2·5	39·7
Благовјешченск	*−25·4*	−19·6	−9·8	1·6	9·9	17·1	**21·3**	18·7	11·9	1·3	−12·3	−22·5	−0·6	46·7
разлика В—С	24·6	24·0	17·2	5·6	−2·9	−6·4	−7·5	−4·4	0·9	7·3	15·3	21·9	8·0	
„ В—Б	32·5	26·8	17·2	7·5	1·2	−3·5	−6·6	−3·5	1·7	9·4	21·0	30·0	11·1	

Графички су ти односи приказани у скици 168., као средње вредности са неколиких маритимних и континенталних станица око 60° сев. шир., на којој су разлике још веће. У њој танке испрекидане линије означују средњу годишњу температуру, горња за маритимне, доња за континенталне станице, а дебље линије годишњи ток.



Скица 168.

Изнесени примери и графички приказ доводе до ових закључака: 1. Графички облик температурног тока много је развијенији на копну, него на мору, где је колебање 5 до 6 пута мање. — 2. Од зиме према лету температуре на копну веома брзо расту, а од лета према зими исто тако нагло опадају, док су на морима и прираштај и опадање спори. Однос је отприлике 1 : 5, т. ј. на морима се температуре око 5 пута спорије повећавају или смањују; ипак је у пролећу однос у прираштају већи, но што је у јесени однос

опадања. — 3. Услед наглих и великих температурних промена годишња су времена под истим географским ширинама, на континентима много изразитија, него у маритимној клими, где се температуре од месеца до месеца релативно незнатно мењају. С тога су годишња доба у маритимној клими константнијих температура и прелази из једног у друго постепени, скоро неприметни. Код континенталне климе релативна константност вреди само за лето (од јуна до августа температура се мења за 2·5° до 4·3°) и за зиму (3° до 5·8°), док пролеће и јесен имају врло променљив карактер. Пролеће има у марту још зимски, у мају тек изразит пролетњи карактер, а код јесени је обратно. — 4. Температурни екстреми падају у континенталној клими на јануар и јули, а у маритимној се оба екстрема померају на доцније доба: минимум на фебруар или март, максимум на август. Исто се опажа и код оних температура у годишњем току, које одговарају средњој годишњој вредности; на копну су половина априла и трећа четвртина октобра, а на приморју почетак или половина маја и почетак новембра. — 5. Средња је годишња температура у континенталној клими знатно нижа, но у маритимној, јер на великим географским ширинама уопште надјачава радијација. Она се, због физичких особина, може на копну у пуној мери развити, док у ваздуху изнад морских површина то није случај и зато је средња годишња температура на морима знатно већа. Из истих је разлога ваздух изнад копна на већим географским ширинама око 8 до 9 месеца апсолутно хладнији, а само 3 до 4 месеца топлији од ваздуха изнад морских површина. Приморје и океанска острва имају у зимским месецима све до априла и маја већу ваздушну температуру од континенталних станица, у чему се јасно огледају накнадни утицаји блиског океана.

Осим тога је раније упозорено, да се топлотна колебања у тлу осећају до 20 и 25 метара, док се у океанима под утицајем конвекционих струја, а донекле и морских таласа, осете до 100, па и 200 метара дубине. По свему овоме излази, да је океан веома моћан прималац, штедиша и регулатор топлоте, док се то за копно некако не може рећи[1]).

Даљи чинилац, који утиче на смањивање температурних колебања изнад океанских површина је испаравање. *Рењол* је испитивањима доказао, да се при ваздушном притиску од 760 мм. и температури од 100°C утроши на испаравање једног грама или кубног центиметра воде 536·7 гр-кал. Та количина утрошене топлоте зове се *топлота испаравања*, чија се вредност мења према температурама водене површине, и приближно се може изразити формулом

$$r = 607 - 0{\cdot}708t,$$

[1]) Опширније је о овим питањима писао *A. Woeikof, Die Verteilung und Akkumulation der Wärme in den Festländern und Gewässern der Erde.* Met. Zeitschr. Hann-Band. 1904., стр. 186—208.

у којој је t температура водене површине[1]). По облику формуле се види, да је топлота испаравања тим већа, што су ниже температуре, али уједно и то, да испаравања може бити и при температурама испод ледне тачке. За разне температуре водене површине прорачунате су ове вредности:

$t = -10^0$	$r = 613{\cdot}45$ гр-кал.
0	606·50
10	599·55
20	592·60
30	565·60

Према тим је вредностима процењено, да на испаравање у екваторијалним пределима буде утрошена преко половина сунчеве зрачне енергије, која падне на водене површине, али јој се тиме загревање знатно смањује, што изазива и снижавање температура.

У тропским је пределима годишње топлотно колебање на океанима веома незнатно, у умереним је ширинама веће, али је свугде много мање него на копну под истим географским ширинама. С тога су у приморју дневне и летње температуре релативно ниске, а ноћне и зимске високе. Карактеристично је, да се те разлике осећају и на већим језерима, али у мањој мери.

Значај мора је знатно повећан тиме, што океанске према копненим површинама стоје у односу као 5:2. С тога ће на Земљи океани имати много већи утицај но копна. Али, то у мањој мери важи за северну полукуглу, где је копно врло нагомилано, док су на јужној утицаји океана много изразитији[2]).

Други је важан утицај океана последица сталних океанских струја о којима ће се опширније говорити у Океанографији[3]), а овде ће се укратко споменути неке чињенице. Извесне океанске струје, нарочито са меридионалним правцем кретања, имају супротне термичке особине и теже да на разним географским ширинама изједначе површинске температуре океана. Услед близине топлих струја имају извесни предели много погоднију и умеренију климу од других под истим географским ширинама, дуж којих теку хладне струје.

Најизразитије су разлике између источног приморја Северне Америке и климе Западне Европе, јер је прво у повременом домашају хладне Лабрадорске струје, док уз обале Западне Европе струји Голфска струја. С тога је средња годишња температура Валентие, у Ирској, на $51^0 55'$ сев. шир. $10{\cdot}5^0$, а годишње колебање $8{\cdot}1^0$, док је у Истпорту (ист. при-

[1]) *Müller-Pouillet's Lehrbuch der Physik und Meteorologie.* II. Band, 2. Abth., стр. 408—419.

[2]) в. поглавље *Хоризонтална подела копна и мора*, стр. 232—233.

[3]) в. поглавље *Температуре на површини океана* и одељак *Океанске струје.*

морје Сев. Америке), на 44°54′ сев. шир., дакле 7° или 780 км. јужније, средња годишња температура 5·1°, а колебање 22°. Али у овом се примеру преплићу утицаји океанских струја са превлађујућим ветровима, који такођер имају утицај на температурне односе, нарочито у зимским месецима. Тај испреплетани утицај је разлог што и Бодое, у Норвешкој, на 67° сев. шир., има вишу зимску температуру од Беча, на 48° сев. шир., и доста вишу од Пекинга, на 40° сев. шир., дакле за 27° или 2810 километара јужније. У првом је случају узрок високе зимске температуре заједнички утицај топле Голфске струје и превлађујућих западних ветрова са Атлантског Океана, у другом се он скоро не осећа, док се у трећем огледа скоро искључиви утицај хладних ветрова из унутрашњости Азије.

Јаснији је чист утицај океанских струја на јужној половини Атлантског Океана, под субтропским ширинама. Уз западне обале колоније Рта Добре Наде и источне обале Јужне Бразилије дувају скоро у целој години ветрови са океана на копно, али уз прву тече хладна Бенгуела струја, а уз другу топла струја са екваторијалних ширина. С тога је средња годишња температура места Порто Алегре, у Јужној Бразилији, на 30°2′ јуж. шир., 19·4°, док је у Порт Нолоту, на западној обали Јужне Африке, под 29°14′ јуж. шир. тек 13·7°, т. ј. за 5·7°C нижа. Пошто су ово субтропске ширине хладна ће струја имати расхлађујући утицај и на летње и на зимске температуре, али на прве јачи, и зато је годишње колебање температура у Порто Алегре 11·5°, док је код Порт Нолота 3·7°. На томе су месту летње ваздушне температуре (од децембра до фебруара) за 9·5°, а у зимским месецима за 2·2°C ниже од истовремених температура на другој станици.

Утицаји топографије. — Поред неједнаке поделе копна и мора доста утичу на температурне односе и облици земљине површине. При томе треба истакнути, да највећи утицај показују најкрупније црте континенталног рељефа, као што су планински ланци, а ситнији облици имају подређенији значај.

Војејков је први указао, да разни облици планинских предела имају сваки за себе доста одређен утицај на температурна колебања у ваздуху[1]). При томе су утицаји топографије у зимским месецима исте врсте као у ноћним часовима, а лети исти као дању. За време ноћи и зиме су равнице, широке долине и увале релативно хладније од брежуљака и брегова, јер се расхлађен и тежи ваздух таложи у дубљим положајима и ту задржава. Ти односи су појачани приликом ведрог времена, слабих ветрова и кад су земљини облици под снегом. Напротив су дању и лети равнице и простране долине топлије од брежуљака и брегова, пошто је

[1]) *Dr. A. Woeikof, Die Klimate der Erde. I. Teil.* Jena, H. Costenoble 1887., стр. 218—219.

код првих ваздух изложен већим површинама, које се загревају. Другим речима, ваздух је изнад конвексних копнених облика ноћу и зими топлији, а дању и лети хладнији него изнад конкавних облика и с тога ови имају већа дневна и годишња колебања од првих. То показују следећих неколико примера за Алпе, у којима је дневно колебање изражено као вредност средњег годишњег дана.

станица	φ	λ	висина	облик	дн. кол.	год. кол.
Св. Бернхард	45°52′	7°20′	2475 м.	превој	4·3°	15·3°
Берн	46°57′	7°27′	570 „	долина	7·0°	19·9
Беверс	46°33′	9°53′	1715 „	висока долина	10·6	22·3
Гебрис	47°22′	9°33′	1253 „	слободан врх	3·8	16·0
Риги Кулм	47° 3′	8°39′	1785 „	„ „	2·8	14·4

Из ових се примера види, да најмања дневна и годишња колебања имају планински слободни врхови, највећа долине, а превоји прелазне вредности од једног ка другом екстрему.

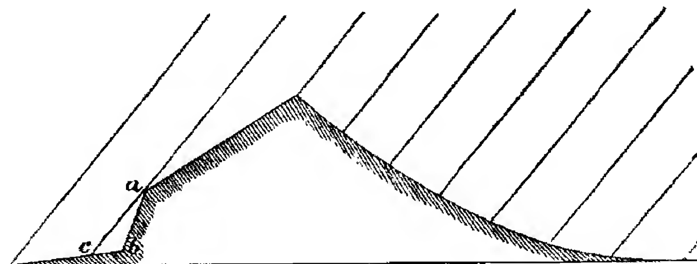
Још сигурније се ово може утврдити, ако се упореде разни облици на приближно истим надморским висинама. Тако је Силс Мариа, у високој долини Енгадина (1810 м.), скоро на истој висини као оближњи врх Риги Кулм, па се и ту види, да прва станица има око 5° веће годишње колебање (19·3°) од друге, јер јој је јануарска температура за 3·6° нижа, а јулска за 1·3° виша од одговарајућих температура на Риги Кулму. Услед тога је средња годишња температура на Силс Марии 1·5°, а на Риги Кулму 2°, дакле за 0·5° виша. С друге је стране Сентис (2500 м.), усамљен планински врх, приближно на истој висини као превој Св. Бернхарда. По теорији би колебање на првој станици било мање, а то се и показује. Односи су 13·8° према 15·3°. Али због свога положаја превој Св. Бернхарда има у летњој половини године доста више температуре од Сентиса, и зато је на овом средња годишња температура — 2·6°, док је на Св. Бернхарду — 1·7°C.

Осим тога, ваздушне температуре и у другом погледу зависе од копнених облика. Напред је споменуто, да интензитет сунчевог зрачења зависи од угла, под којим зраци падну на земљину површину[1]). У тропским пределима они падају усправно на равну земљину површину у оним временима, кад је Сунце у зениталном положају и на тај начин прими најмања површина максимум зрачне енергије. Изван повратника то се никад не догађа, јер сунчеви зраци падају увек косије, па имају и мање топлотно дејство.

Међутим, ако је земљина површина неравна и на њој се смењују разни нагиби, мораће се мењати и дејство сунчевих зракова, што је приказано скицом 169. Она представља тренутак, кад Сунце у већим

1) в. поглавље *Соларна клима*, стр. 362.

географским ширинама кулминира изнад меридијана посматрачевог места, што је случај при подневу. Сада ће на јужним падинама исти сноп сунчевих зракова пасти на мање површине него на северним, па ће прве већма загрејати. Али ће се и ту показати разлике, јер ће највећи загревајући утицај имати на оне делове јужних падина, на који падну усправно. Пошто сунчеви зраци према свакој већој географској ширини падају све стрмије, биће потребан све већи нагиб падине, да би пали усправно. То вреди, наравно, само за присојну падину, док је на осојној баш супротан случај. На њој би се са повећавањем географске ширине нагиб морао смањивати, јер би само тако сунчево зрачење могло имати иоле веће загревајуће дејство. На скици се, наиме, види, како један зрак таман тангира северну падину и не може ју загрејати, док цео усек *abc* остаје у хладу, и површину *bc* сунчеви зраци уопште не обасјају[1]). Тек северније од тачке *c* загревају подножје северне падине.



Скица 169.

Општи утицаји падина могу се свести у ову формулу: Нагиби планинских падина знатно модифицирају дејство сунчевог зрачења; на присојним, Сунцу окренутим странама, знатно га појачавају, а на осојним га тим већма смањују што су стрмије. На северној су полукугли нарочито фаворизиране јужне, а на јужној северне падине, док су супротне највећма запостављене. Источне и западне падине имају подједнаке услове, јер Сунце исто онолико обасјава и загрева једне колико и друге. Те се чињенице јасно огледају на вегетацији. Она на присојним падинама успева до већих висина него на осојним, које у пролетњим месецима могу још бити под снегом, док присојне озелене. Слично се види и у подели планинског становништва, што је нарочито испитано у Западним Алпима. Тамо се на присојним падинама налази 61% становништва, а на осојним тек 39%. Осим тога је становништво на присоју имућније и отреситије[2]).

Планинске падине у екваторијалним пределима имају другачији значај; оне сунчево зрачење чине мање ефективним, јер се сноп зракова

[1]) Исцрпније је о овом питању писао *K. Peucker, Der Bergschatten. Die Einschränkung solarklimatischer Faktoren durch das Bergprofil und ihre graphische Ermittelung.* Verhandl. d. XII. Geographentages zu Jena 1897. D. Reiner, Berlin 1897.

[2]) *Marcelle Vessereau, L'adret et l'ubac dans les Alpes Occidentales.* Annal. de Géogr. XXX. 1921., стр. 321—333. — в. и *M. Lugeon, Quelques mots sur le groupement de la population de Valais.* Etrennes helvétiques 1902. Lausanne, G. Bridel & Co., стр. 259-271

подѐли на већу површину, нарочито у временима кад је Сунце у зениту, и што су падине стрмије, тим су услови неповољнији. Ако се у правом екваторијалном појасу, приближно од 10° сев. до 10° јуж. шир., упореде северне и јужне падине, видеће се, да ниједна није нарочито фаворизирана. Само за оно време, док је Сунце северније од места посматрања, имају веће погодности северне, а све остало време јужне падине. Али је Сунце у томе појасу скоро исто онолико времена северније колико јужније и зато су услови годишњег загревања на обема падинама подједнаки. Тек изван тога појаса, према повратницима, јавља се јаснија разлика између присоја и осоја.

Још већи значај за температурне услове имају планински системи као целине. Ако се пружају меридијално, нарочито у близини приморја, представљају изразиту и оштру границу између приморске и континенталне климе. Као пример могу послужити односи, какви владају на умереним ширинама Европе и Северне Америке. Уз ову се дуж западних обала пружају ланци Каскада, а нешто дубље у копну, и скоро паралелно са првима, Стеновите Планине, док у приморју Западне Европе нема виших планина меридијоналног правца. Упоређења ради узете су за оба континента по две станице, једна приморска и једна континенталнија, које су приближно на истим географским ширинама и имају, у границама могућности, исту разлику у географским дужинама. Осим тога, обе приморске станице имају исту надморску висину, скоро исту средњу годишњу температуру и исти годишњи ток, док обе унутрашње станице имају приближно исту надморску висину. Тиме је упоређење знатно олакшано и пружа сигурне доказе.

Америка	φ	λ	h	зима	пролеће	лето	јесен	год.	кол.
Викториа (О. Ванкувер)	48°24′	123°19′	22 м.	4·2°	8·5°	14·8°	9 6°	9·3°	12·2°
Мурхед	46°51′	96°44′	292	—14·0	4·0	19·1	5·5	3·7	36·5
разл.		26°35′		—18·2	— 4·5	+ 4·3	— 4·1	— 5·6	24·3
Европа									
Фекам (Франц.)	49°45′	0°23′	20 м.	4·4°	8·6°	15·7°	10·8°	9·9°	12·6°
Лвов	49°50′	24° 0′	340	— 3·7	7·4	18·3	8 0°	7·5°	23·4
разл.		23°37′		— 8·1	—1·2	+ 2·6	—2·8	—2·4	10·8

Утицај планинских ланаца на температурне односе у Мурхеду јасно се види из горњих бројева. Тамо је средња годишња температура према Викторији смањена за 5·6°, док је у Европи скоро за исто удаљење од океана смањена тек за 2·4°. Још оштрија се разлика показује у зимским месецима, јер је средња годишња температура Мурхеда за 18·2° нижа од приморске станице, а у Лвову је разлика према Фекаму за 10° мања. С друге је стране температурно колебање између најтоплијег и најхладнијег месеца на обе приморске станице око 12·4°, у Мурхеду 36·5°,

а у Лвову 23·4°, дакле за 13·1° мање. Ако се код оба примера смањивање средње годишње температуре од океана ка унутрашњости континента редуцира на 10° дужинске разлике биће у Северној Америци 2·1°, а у Европи, без планинског утицаја, 1°C. За зиму су одговарајуће вредности 6·8°, односно 3·4°C.

Много је изразитији утицај планинских ланаца у ограниченијим пределима, као на пр. у Скандинавији планински ланац Кјеле. Он је тим јачи што Скандинавију са обе стране запљускује море. За тај је предео узета по једна норвешка и шведска станица, Христиансунд на 63°7′ сев. шир. и Хернесанд на 62°38′, чија је разлика у геогр. дужини 10°12′. На првој је средња годишња температура 6·4°, а колебање 12·3°, док су на другој станици одговарајуће вредности 3·3°, односно 21·8°. Према томе је редуцирана разлика у средњој годишњој температури на 10° геогр. дужине 3·1°, док је на профилу Утрехт-Позен (око 52° сев. шир.) при истој редукцији 0·7°, а на профилу Кенигсберг-Вилна (54°40′ сев. шир.) само 0·4°C. У тим равницама има тек по гдегде брежуљака, који ни у колико не мењају температурне нормалне услове. С тога је и годишње колебање у Позену, према Утрехту, повећано за 4·3°, а у Вилни, према Кенигсбергу, за 4°C. Али, и овде се утицај планина јасније оцртава у зимским месецима, јер је редуцирано смањивање температура према континенталнијим деловима у Скандинавији 7·5°, на профилу Утрехт-Позен 2·6°, на профилу Кенигсберг-Вилна 4·4°C.

Планине, које се пружају у правцу упоредника, имају сличан утицај, само са том разликом, што су планинска била меридијоналног пружања међе између приморске и континенталне климе, док прве деле оштрије од блажих климата. Али су у оба случаја узроци исти, јер планине спречавају слободно кретање приземним ваздушним струјама, у првом случају топлијим ветровима са мора, а у другом хладним поларним ветровима. Шта више, ако се ови испну и пређу преко превоја, на другој се падини спуштају и динамички загревају, те је дејство опет позитивно. С тога су Алпи, Карпати, Хималаје штит против најезде северних ветрова и утицаји су им нарочито важни у зимским месецима[1]). Да би се то видело изнеће се неколико примера, за утицај Алпа станице Базел и Лугано, а за утицај Карпата Краков и Будимпешта

	φ	вис.	ср. апс. мин.	зима	год. кол.
Базел	47°33′	280 м.	−13·8°	0·8°	19·0°
Лугано	46° 0′	275	— 6·7	2·4	20·2
разл.	— 1°33′		+ 7·1	+1·6	
Краков	50° 4′	220 м.	—21·2°	—2·5°	22·1°
Будимпешта	47°30′	153	—12·2	—1·0	23·4
разл.	2°34′		+ 9·0	+1·5	

[1]) *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie, I Band: Allgemeine Klimalehre*, стр. 313—320.

Ако се разлике у температурама редуцирају на 1° геогр. шир. добиће се за смањивање средњег апсолутног минимума у Алпима 4·6° и за смањивање зимске температуре 1·1°, док су одговарајуће вредности за утицај Карпата 3·5°, односно 0·6°. Неједнакости у овим вредностима последице су знатно виших планинских врхова и превоја у Алпима, у односу према Карпатима. Зато Алпи већма утичу на зимске температуре јужног подножја од Карпата. Нормалне односе, без планинских утицаја, показују станице Варшава и Краков у Пољској, а у великом Панонском Басену Будимпешта и Сегедин:

	φ	вис	ср. апс. мин.	зима	год. кол.
Варшава	52°13′	120 м.	—21·3°	—2·9°	22·2°
Краков	50° 4′	220	—21·2	—2·5	22·1
разл.	— 2° 9′		+ 0·1	+0·4	
Будимпешта	47°30′	153 м	—12·2	—1·0°	23·4°
Сегедин	46°15′	90	—15·2	—0.8	24·9°
разл.	— 1°15′		— 3·0	+0·2	

При редуцирању ових вредности на 1° геогр. шир. и на исту надморску висину, добију се много мање разлике но у прошлим примерима, из којих се велики утицај планина најјасније види. У Пољској се средњи апсолутан минимум за сваки већи степен географске ширине повећа са 0·3°, а средња зимска температура са 0·4°, док се у Панонском Басену температура средњег апсолутног минимума не повећа, него смањи за 2°, а друга се повећа тек за 0·1°C.

Најлепши су пример овог утицаја Хималаји. Они се дижу као горостасан бедем и штите цео северан део Предње Индије од продирања зимских ветрова из екстремно расхлађене Сибирије. То се нарочито јасно види, ако се зимске температуре у Предњој Индији упореде са односима у Кини, на приближно истим географским ширинама, јер у овој несметано дувају континентални ветрови, пореклом из азијатске антициклоне. Тако су на појединим станицама Предње Индије и Кине средње зимске температуре оволике:

Индија	φ	h	ср. зим. темп.	*Кина*	φ	h	ср. зим. темп.
Пешавар	34° 2′	338 м.	10·7°	Киау Чу	36° 4′	75 м.	0·5°
Мултан	30°12′	9	14·3	Зикавеи	31°12′	10	4·2
Агра	27°10′	169	16·7	Киу Кианг	29°44′	35 (?)	4·3
Калкута	22°32′	6	19·4	Хонг Конг	22°15′	33	15·6

Из ових се примера види, да су на станицама Предње Индије зимске температуре око 10°C више него у пацифичком приморју Кине, и да се разлике у температурама смање тек на граници тропског појаса, у горњем примеру на 3·8°C.

Дневни ток температура. — Дневне промене температура у главном су изазване земљиним обртањем око осовине и с тога би требало да се стално показују на свима географским ширинама. Али, то би био случај кад би сунчеви зраци увек падали усправно на правац земљине осовине, међутим је она нагнута под углом од 23°27′ и то се догађа само за време равнодневица. Осим тога, у зимском годишњем добу стална ноћ на циркумполарним ширинама траје по неколико недеља и месеца, и за то време оне немају правилних промена у дневним температурама.

Ако се посмотри термограф, т. ј. графички приказ температурног тока, који је добијен на ауторегистрирајућим инструментима, већином ће се видети, да дневни део температурног тока има сличности са током инсолације, односно са сунчевим висинама на небу у разним часовима. Али се у термографима често појављују неправилности, које су последице неких других чинилаца. Да би се оне по могућности отклониле обично се из температура свих дана у месецу прорачунају средње вредности сваког часа, и на тај начин добију *средње температуре дневног тока*.

Скоро свугде су температуре најниже око сунчевог рађања. Кад се Сунце помоли температуре се почну повећавати, одговарајући његовом вишем положају, и после кулминације, око 2 часа по подне, достигну врхунац; одатле до сунчевог захода температуре доста правилно и споро опадају до поновног његовог рађања.

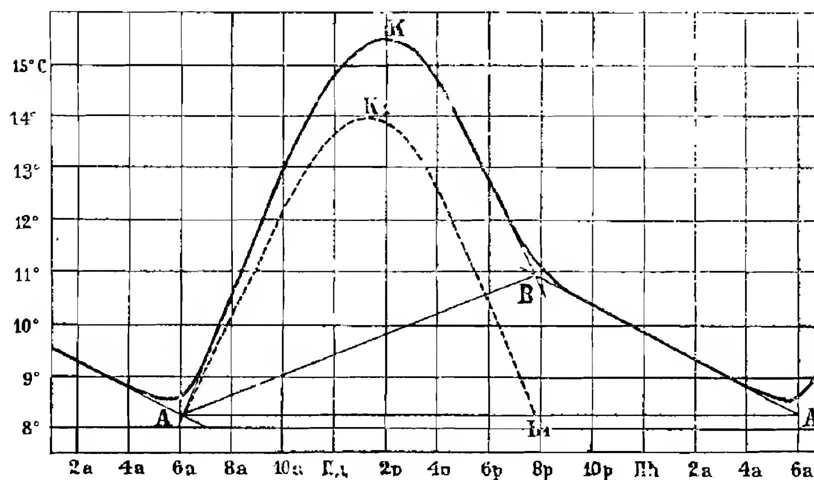
Да би односи били очигледнији може се температуран ток шематизирати, т. ј. може му се дати теоретски облик, у коме се оба његова елемента јасније огледају[1]). У приложеној скици 170. приказан је дневни ток температура у Београду, према подацима за април и октобар од 1902 до 1904 год., код којих средња месечна температура и њено дневно колебање приближно одговара средњој годишњој температури и температурном колебању у средњем годишњем дану. Теоретски се облик добија ако се оба крака температурног тока код јутарњих и поподневних часова продуже као праве линије на доле, према временима сунчевог рађања и заласка. Исто се тако може самовољно, и под претпоставком да је интензитет ноћне радијације константан, ноћни део представити правом линијом и продужити га према вечерњим и јутарњим часовима, док се не пресече са другим двема правим линијама. Та места би приближно одговарала временима сунчевог рађања и захода, и јасно су оцртана преломом у температурном току.

Теоретски облик дневног температурног тока показује за време ноћи стално и непромењиво опадање температура, које је приказано линијом *BA*. По њој се температуре за иста времена смањују за једнаке

---

[1]) *P. Vujević, Über die Beschaffenheit der täglichen Temperaturkurve.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXXIII. Abt. IIa., 1914., стр. 2253—2287.

вредности. У београдском се примеру за време ноћне радијације температура смањила за 2·75°. Да би то било омогућено, и да се термичка равнотежа не мења, морало би у дневним часовима исто толико топлоте бити магазинирано, да би се ваздушна температура од сунчевог рађања до заласка повећала за 2·75°. То је заиста случај, јер је у теоретском примеру температура при сунчевом рађању 8·22° (у истини 8·5), а при заласку 10·97° (у истини 11·25), и прираштај до тога времена је 2·75°. Под претпоставком, да је дневни прираштај магазинирања топлоте у земљиној површини за иста времена једнако велики, могао би се представити правом линијом *AB*.



Скица 170.

Ако за време сунчевог сјаја не би било магазинирања топлоте ваздушне би температуре у дневним часовима биле нешто ниже и то, одговарајући прираштају дуж линије *AB*, тим ниже, што је доцнији час дана. Тада би од истинитог температурног тока у дневним часовима, т. ј. од дела *AKB*, требало у сваком одређеном часу одузети одговарајући прираштај у температури, услед магазиниране топлоте; другим речима требало би вредности по линији *AB* редуцирати на линију AB_1. Тиме би се добио модифициран температуран ток AK_1B_1 и у том би случају температура при сунчевом рађању била 8·22°, при кулминацији (око 1^h10 р) 13·85°, а при заласку опет 8·22°C. Али би под таквим условима за време целе ноћи владала једнака температура, одговарајући линији B_1A_1, јер би се иначе равнотежа пореметила.

Реконструисан облик дневног дела температурне курве сличан је и пропорцијоналан интензитету сунчевог зрачења у разним часовима дана. Осим тога је, због елиминирања радијације и у ту сврху магазиниране топлоте, температуран максимум у њој помакнут на нешто раније време, од *K* на K_1, али и тада не на доба сунчеве горње кулминације, јер још извесно време после ње инсолација надјачава радијацију.

По свему се може закључити да се у облику дневног температурног тока истичу два разнородна дела, један инсолацијоног, а други радијацијоног типа, али да у истини нису онолико правилно развијени, као што би одговарало теорији. Прелазак од једног у други тип није означан преломом него ублаженим и заобљенијим обликом. Ти благи прелази настају у зору вероватно ослобађањем топлоте при образовању росе, а у вечерњим часовима с тога, што је у тлу још доста топлоте очувано и не може се непосредно развити чист радијацијони тип, а можда и под утицајем вечерњег сутона.

У појединим годишњим временима услови се битно мењају. У зимским је данима инсолација кратка, тек неколико часова, интензитет сунчевог зрачења незнатан, радијацијони део температурног тока врло јако продужен, ма да је сам износ радијације незнатан. Последица тога је, да се температуре у дневним часовима тек за неколико степена повећају, док у ноћним врло споро опадају. Тако се у јануару ваздушна температура у Београду од 7^{h}p до 7^{h}a смањи тек за 1·41^{0}, или сваког часа за 0·12^{0}, док се од 7^{h}a до 2^{h}p, кад је ваздух најтоплији, повећа за 4^{0}, или сваког часа за 0·57^{0}C.

У летњим је данима, напротив, инсолација веома дуга, са знатно већим интензитетом. А пошто се интензитет радијације мења пропорцијонално са јачином инсолације, биће и радијација много енергичнија, него у зимским ноћима, али је тај тип ограничен на неколико часова. С тога се у летњим данима температуре до сунчеве кулминације врло нагло повећавају, а у ноћима брже опадају, него у зимским. У јулу се београдска температура од 5 часова ујутру до 3 часа по подне повећа за 10·2^{0}, или сваког часа за 1·02^{0}, док ноћу од 9 до 5 часова спадне за 3·7^{0}, или сваког часа за 0·48^{0}C.

Те неједнакости у трајању и интензитету инсолације и радијације изазивају разлике у величини *температурног колебања* или *амплитуде*. Дневне су температурне амплитуде у зимским данима најмање, што Сунце сија тек неколико часова и што су му зраци уопште врло коси, док су у летњим данима обрнути односи, па је и дневно колебање највеће.

Али најниже и највише температуре у истом месецу не падају у исте часове, него се из разних узрока, због облачности, кише, ветрова и т. д., времена њихове појаве скоро од дана до дана мењају, и ако у одређеном временском размаку. Ако се са термометара за мерење најнижих и највиших температура испишу апсолутно најниже и највише температуре свих дана у одређеном месецу, затим се све саберу и поделе са бројем посматрања, добиће се *апериодско* дневно колебање температура, које је по самој природи веће од напред споменутог *периодског* колебања. То се види из примера за Београд, у коме је у појединим годишњим временима дневно периодско и апериодско колебање оволико:

	зима	пролеће	лето	јесен
период. кол.	4·2°	8·1°	10·0°	6·9°
апериод. „	7·1	10·8	12·6	9·4

Утицај океана и копнених облика на дневне температурне промене изнесен је раније и с тога ће се обратити даља пажња другом чиниоцу, који је можда још важнији за величину дневних амплитуда од утицаја годишњих времена. Тај чинилац је облачност, јер је њоме у дневним часовима спречена инсолација, а ноћу слободна радијација, услед чега се дневно температурно колебање знатно смањује. Али ни утицај облачности у разним годишњим временима није исти. У зимским облачним данима нарочито су ублажене вечерње, ноћне и јутарње температуре, а оне око поднева тек су нешто смањене, док се у летњим месецима догађа супротно. Тада облачност нарочито снижава температуре у дневним часовима, а најниже температуре, пре сунчевог рађања, незнатно су ублажене. Облачност по томе има изразиту тежњу да смањује разлике у температурама, а значај јој се види из ових неколико примера. Први је Куритиба, субтропска приморска станица у Јужној Бразилији, на 25°26′ јуж. шир., на којој су температурна колебања у ведрим и мутним данима појединих годишњих доба оволика[1]):

	зима	пролеће	лето	јесен	година
ампл. при ведрим данима	15·2°	12·9°	12·6°	12·4°	13·1°
„ „ мутним „	4·6	4·0	4·3	4·4	4·3
однос ведри: мутни дани	3·3	3·2	2·9	2·8	3·1

Осим тога су најниже температуре у мутним данима померене на један, а највише на један и по час раније, т. ј. место да настану око 3^h12^m по подневу, као у ведрим данима, јаве се већ у 1^h40^m.

На средњим географским ширинама односи су друкчији, о чему сведочи станица Ахен, на 50°47′ сев. шир. Ту су дневна температурна колебања у средњим месецима годишњих времена[2])

	јан.	апр.	јули	окт.
при ведрим данима	6·4°	12·3°	12·5°	9·9°
„ мутним „	1·1	2·0	2·5	2·2
однос ведри: мутни дани	5·8	6·1	5·0	4·5

Ако се овај пример упореди са Куритибом видеће се, да су амплитуде у Ахену знатно мање; то упада тим више у очи, што су за Куритибу прорачунате средње амплитуде за свако годишње доба, које су у сваком случају мање него код њихових средњих месеца. Осим тога је у Кури-

[1]) *Franz Siegel, Täglicher Gang der Temperatur an heiteren und trüben Tagen zu Curityba.* Met. Zeitschr. 1912., стр. 326—329.

[2]) *P. Polis, Über den täglichen Gang der Temperatur zu Aachen an heiteren und trüben Tagen und die stündliche Änderung der Temperatur.* Met. Zeitschr. 1905., стр. 42—4?.

тиби највећа дневна амплитуда у зимским данима, док је у Ахену у јулу, и најпосле је однос између амплитуде при ведром и мутном времену у Куритиби око двапут мањи.

Анго је, међутим, прорачунао за сваки месец средње дневно температурно колебање у Паризу, према различитим степенима облачности (0 = сасвим ведро, 10 = цело небо покривено облацима), и за два супротна месеца добио ове вредности[1])

степен облачности	0	2	4	6	8	10
ампл. у децембру	6·5°	5·4°	4·4°	3·5°	2·6°	1·8°
„ „ јулу	15·1	12·7	10·4	8·2	6·1	4·2
„ „ години	12·57	10·54	8·62	6·81	5·11	3·52

По овим вредностима излази, да је амплитуда при облачности између 6 и 7 двапут мања него при ведром времену, док је температурно колебање у потпуно облачним данима три и по пута мање.

Ако се посмотре неколика места на разним географским ширинама видеће се, да дневна топлотна колебања зависе и од њих. У екваторијалном појасу сунчеви зраци падају око поднева у свима данима веома стрмо, скоро усправно, и с тога је интензитет зрачења врло велики. Али се упоредо са њим мења и интензитет радијације, који је пропорцијоналан четвртом степену апсолутне температуре[2]), те и она мора бити снажна, да би се температурно стање тих предела одржало у равнотежи. Последице тога су велике амплитуде у свима месецима, и по теорији би око равнодневица биле веће но око солстиција. Такви се односи јављају у Каракасу, у Венецуели, на 10°34′ сев. шир. При свем том што је станица у приморју и што је на висини од 1042 метра, те би из оба разлога требала да има врло мале амплитуде, ипак јој је средње апериодско колебање велико, 9·8°C. У појединим месецима апериодска је амплитуда оволика[3])

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
9·8	10·7	**11·1**	**11·1**	9·3	8·8	*8·2*	9·5	**10.3**	10·0	9·9	*8·9*	9·8

Ту се, дакле, јасно оцртавају два максимума око равнодневица, и два минимума око солстиција, али су због сунчевог високог положаја разлике доста незнатне; најмање је колебање у јулу 8·2°, а највеће у марту и априлу 11·1°, што одговара разлици од 2·9°.

Унутар стожерника, у зимској половини године, Сунце може бити испод хоризонта по неколико дана, неколико недеља, а у близини по-

---

[1]) *A. Angot, Influence de la nébulosité sur la variation diurne de la température à Paris.* Annal. du Bureau Centr. Météorol. de France. Année. 1888. I. Mémoires. Paris 1890., стр. B.132—B.154.

[2]) в. поглавље *Загревање и хлађење копна,* стр. 379.

[3]) *J. H., Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Caracas in den Jahren 1906 und 1907.* Met. Zeitschr. 1908., стр. 521—522.

лова и више месеца, јер је трајање поларне ноћи на 70° геогр. шир. око 65 дана, на 75° око 105 дана, а на 80° око 135 дана. За то време не би било периодских промена или, тачније речено, температуре би требале да стално опадају. Ипак се и у том добу јављају периодска колебања, али у врло уским границама. По часовним посматрањима у заливу Ренселар (на СЗ. Гренланду, 78°37′ сев. шир., 70°53′ зап. дуж.) од новембра до јануара, за време сталне поларне ноћи, показивало се периодско колебање са амплитудом од 0·7°. Највише су температуре биле око поднева, а најниже око 10 часова ноћу. Сличан дневни ток имају и температуре на Кара Мору, између 70° до 75° сев. шир., са амплитудом од 1·1°C, али се ту максимум јавља око 9 часова у вече, а минимум у истом јутарњем часу. Међутим је апериодско колебање било 8·7°, дакле осам пута веће од периодскога. Узроци толиког апериодског колебања су нарочито промене у правцу ветрова. У антарктичкој је области апериодска амплитуда у зимским данима још већа, око 11°, али је у летњим смањена на 5°, када су и периодска колебања скоро исте величине.

У умереном појасу су дневна температурна колебања уопште изразитија, али се према мањим географским ширинама повећавају, а према већим смањују. Ипак у летњим месецима све станице имају више тропски тип, са врло великим колебањима, а у зимским се ближе поларном типу. Ти односи постају очигледнији ако се упореди Београд са Краковом, који је око 5° северније. Код њих су периодске амплитуде у појединим годишњим временима оволике:

		зима	прол.	лето	јесен	год.	мин.	макс.	кол.
Краков	50° 4′	3·2	6·8	8·1	5·7	5·78	2·3 (XII)	8·2 (VIII)	5·9
Београд	44°48′	4·2	8·1	10·0	6·9	7·28	3·3 (XII)	11·2 (VIII)	7·9
разлика		+1·0	+1·3	+ 1·9	+1·2	+1·5			

Напослетку треба споменути, да највећа периодска колебања немају екваторијални предели, што би одговарало теорији, него се — по закону велике зависности од споредних чинилаца - јављају дубоко у копну, у сувим, ведрим пределима, а нарочито на висоравнима. Карактеристичан је пример Кимберле, на јужно-африканској висоравни (28°43′ јуж. шир., 24°46′ ист. дуж.), на висини 1232 метра, где је средње дневно колебање 14°, у септембру 16·9°, а у марту и априлу 12·3°. Годишње је колебање на тој станици тек нешто веће од средње дневне амплитуде, наиме 14·6°.

С друге су стране, осим у поларним пределима, најмање периодске амплитуде у ваздуху изнад океанских пучина. Оне су ретко где веће од 2°, на тропским су океанима између 1·5° до 1·7°, а на великим географским ширинама спадну и испод 1°C.

Прорачунавање средњих дневних и месечних температура и њихов значај. — Стално променљива атмосферска стања на одре-

ђеном месту утврђују се многобројним појединачним опажањима, у којима се огледају само тренутне прилике. Да би се из њиховог шаренила добио јаснији појам о климатским особеностима сваког места, поделе се сва појединачна опажања у мање или веће групе, а из њих се прорачунају средње вредности.

На станицама са сталним посматрањима, у свима часовима, добиће се истинске средње дневне вредности, ако се одређене температуре свих 24 часова саберу и збир подели са 24. Али су такве станице доста ретке, па се с тога средње дневне температуре одређују на други начин. Доказано је, да се средња температура може доста тачно одредити, ако се опажања чине трипут дневно, али је у том случају потребно, да се једно опажање врши око часова са најнижом температуром, друго око часова са највишом температуром, а треће у оно доба, у коме је температура блиска средњој температури дана. То су три карактеристичне вредности у облику дневног тока. Најбоља је комбинација, да се једно опажање чини у 7 часова ујутро, друго у 2 часа по подне, а треће у 9 у вече; тада се последња вредност узме двапут, а цео збир се подели са 4. Служи се дакле формулом $(7a + 2p + 2 \times 9p) : 4$.

Одређењем средње дневне температуре метеоролошки подаци постају прегледнији. Њоме се добио појам о целокупном дејству инсолације и радијације у току једног дана и виша метеоролошка јединка. С њом се оперише и даље, да би се добиле још веће јединке: средње месечне и средње годишње температуре.

Средње месечне температуре добијају се сабирањем свих средњих дневних температура у одређеном месецу и дељењем збира са бројем месечних дана. Али се у томе случају не постиже потпуна сагласност, јер се фебруару са 28 дана даје исти значај као месецима са 31 даном. Ипак та разлика, бар за практичне циљеве, није сувише велика и с тога се средње месечне температуре прорачунавају према календарским месецима.

Исто се тако средња годишња температура већином одређује сабирањем средњих месечних температура и дељењем збира са 12, али би тачније било да се прорачуна из свих 365, односно 366 средњих дневних температура. Наравно, да и та разлика има више теоретски него практичан значај.

Али, да би се случајности и неправичности код једногодишњих посматрања отклониле, приступа се од средњих вредности *једне* године *дугогодишњим* средњим вредностима. Тако се на пр. из 30-огодишњих посматрања узме известан дан или месец у години, па се из свих 30 година саберу средње дневне температуре одређеног дана или средње месечне температуре одређеног месеца и поделом са бројем година добије се тридесетогодишња средња температура дотичног дана или месеца. Те вредности су битни услови за климатолошка испитивања.

При томе не треба заборавити, да се у средњим, нарочито дугогодишњим вредностима, не оцртавају стварна стања, него су то рачунски производи, а појединачна су опажања стварност. Да би се то објаснило, могу се узети најобичнији примери. Иста се средња дневна температура, рецимо од 12^0, може добити са врло различитим појединачним вредностима, из комбинације $(12^0 + 12^0 + 2 \times 12^0) : 4$, из $(10^0 + 18^0 + 2 \times 10^0) : 4$, из $(4^0 + 24^0 + 2 \times 10^0) : 4$ и т. д. То исто вреди и за средње месечне и средње годишње вредности. Тако на пр. Оркне Острва, на Атлантском Океану ($58^0 56'$ сев. шир.; $2^0 45^0$ зап. дуж.) и Казалинск, у Туркестану ($45^0 46'$ сев. шир.; $62^0 31'$ ист. дуж.) имају скоро исту средњу годишњу температуру, $7{\cdot}4^0$ и $7{\cdot}6^0$, али је на првој станици температура најхладнијег месеца 3.7^0 (II), а најтоплијег $12{\cdot}2^0$ (VIII), док су у Казалинску вредности одговарајућих месеца $- 11{\cdot}7^0$ (I) и $25{\cdot}8^0$ (VII). Острва на Антлантском Океану имају сасвим друкчије топлотне услове од места дубоко у копну и на много мањим географским ширинама, па су им годишње температуре ипак исте.

Види се, дакле, да средње вредности ни у колико не одговарају средњем стању, кога у истини бар на већим географским ширинама нема, и да су натурено спомоћно средство, ради лакшег прегледа. То средство има многе недостатке, на које увек треба мислити и с тога би у потребним случајевима требало потражити појединачна посматрања, која једино одговарају истини[1]). Са тим се ограничењима може поћи даље.

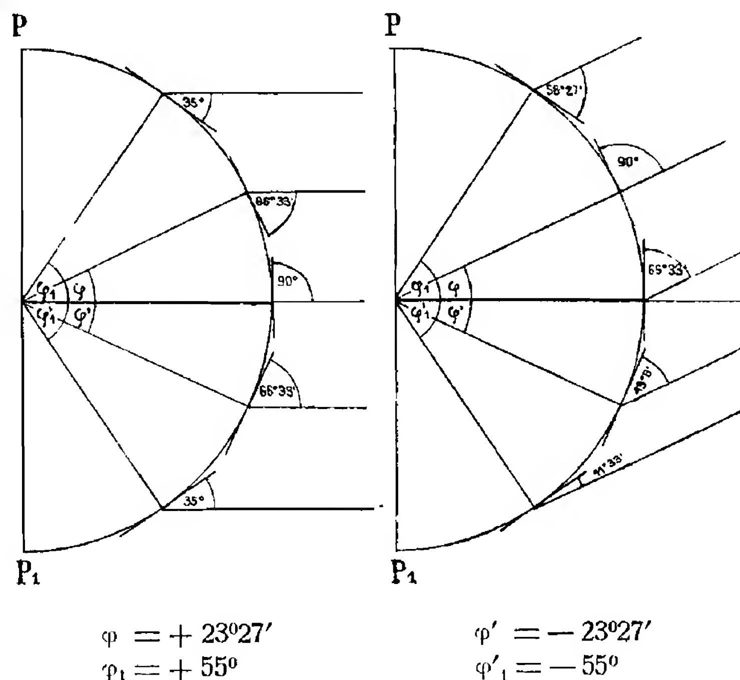
Годишњи ток температура. — Као што је дневни температуран ток у главном условљен привидним дневним кретањем Сунца, односно земљином ротацијом, тако је годишњи ток условљен привидним годишњим кретањем Сунца, односно земљином револуцијом и нагибом њезине осовине према еклиптици. Земљиним кружењем око Сунца и њеним положајем у еквинокцијалним и солстицијоналним тачкама карактеризован је у главном *квантитет* годишњих времена, т. ј. њихово трајање. Делом би се оцртавао и квалитет, јер је Земља око зимског солстиција у перихелу, а око летњег у афелу, и стога прима неједнаке количине зрачне енергије; али те се разлике изједначе земљиним споријим кретањем кад је око афела, а бржим кад је око перихела. Зато је за топлотне услове много значајнији нагиб земљине осовине према равни њене путање, чиме је нарочито условљен *квалитет* годишњих времена, т. ј. разлике у јачини сунчеве зрачне енергије у разним месецима. Услед нагиба осовине Земља је подељена на пет климатских појасева: тропски, два умерена и два поларна појаса[2]); услед њега је облик годишњег температурног тока у разним појасевима различит.

[1]) Врло јасно је на значај средњих вредности указао *Dr. Alfred Philippson, Grundzüge der Allgemeinen Geographie. I. Band.* Leipzig 1921., Akademische Verlagsgesellschaft., стр. 87—89.

[2]) в. поглавље *Подела Земље у зоне и климате,* стр. 55—56.

И годишњи температуран ток има исте елементе као и дневни, само им је значај друкчији, јер место дневних часова улазе у рачун годишњи дани и месеци. Тај ток је карактеризован т. зв. фазним временима, у којима се јаве најниже, највише и средње температуре (које одговарају средњој годишњој температури), затим разликом између најниже и највише температуре, која означује годишње топлотно колебање. По временима највиших и најнижих температура и по амплитуди могу се издвојити неколико типова. Да би им узрок био јаснији треба поћи од сунчевог годишњег кретања, према геоцентричком становишту.

Сунце је при равнодневицама у зениту изнад екватора. Тада екваторијални предели примају највише топлотне енергије, јер сунчеви зраци падају нормално, а веће ју географске ширине добијају тим у мањој мери што су ближе половима, због земљиног сфероидног облика (скица 171a). Од пролетње равнодневице Сунце се све више помера ка Северу и 21. јуна је у зениту изнад 23°27′ сев. шир. (летњи солстицијум). Екватор сада прима мање топлотне енергије, јер му сунчеви зраци долазе под углом 66°33′ (скица 171b). Међутим на северном повратнику зраци падају усправно, али на јужном под углом од 43°6′. Још су екстремнији односи на већим географским ширинама. Тако на 55° сев. шир. падају под углом 58°27′, дакле за 8° стрмије но на екватор, али много усправније него на јужни повратник, док 55° ј. ш. обасјавају сасвим косо, под углом од 11°33′. Половину године доцније, за време зимског солстиција, односи су супротни, јер сада исте географске ширине јужне полукугле примају много више сунчеве топлотне енергије од северних упоредника.



$\varphi = +23°27'$ $\varphi' = -23°27'$
$\varphi_1 = +55°$ $\varphi'_1 = -55°$

Скица 171.

Види се, дакле, да према привидном кретању Сунца разне географске ширине у разним месецима примају неједнаке количине топлоте и по томе да имају различите температуре. Тиме настају типови годишњег температурног тока, који су сада јаснији.

У тропском су појасу због незнатних разлика у дужини дана и ноћи, и једноликог, стрмог падања сунчевих зракова топлотни услови кроз целу годину подједнаки, а температуре стално високе. Инсолација стално надјачава радијацију и годишња доба су у температурном погледу неизразита. Ипак се у тропима могу издвојити два типа:

1. *Екваторијалан тип* је карактеризован врло постојаним температурама у току целе године, јер сунчеви зраци око екваторијалних предела не падају никад косије од 66°33′. Пошто је Сунце двапут годишње у зениту, јављаће се два температурна максимума и два минимума између првих. Али се при томе показује на први мах чудновата чињеница, да максима на целом екваторијалном пределу могу имати исте вредности, док су минима једнака само непосредно око екватора. Теоретски се то може лако објаснити, јер за време пролетње и јесење равнодневице сунчеви зраци падају на екватор усправно, а при оба солстиција под углом од 66°33′. У два прва и два друга времена екватор прими исте количине зрачне енергије, а по томе може имати исте максималне и минималне температуре. Али ни то није потпуно тачно, јер је Земља при летњем солстицију око 5 милијона километара даља од Сунца него при зимском и зато би први минимум био изразитији.

Друкчији су односи на месту, које је на пример на 12° сев. шир. На том је месту прво сунчево зенитално стање месец дана после пролетње равнодневице, а друго месец дана пре јесење равнодневице, и зраци му у оба случаја падају усправно. Али ће при летњем солстицију сунчеви зраци падати под углом 78°33′, а при зимском под углом 54°33′. С тога ће минимум око зимског солстиција бити много изразитији од другог, но ипак је годишње колебање врло незнатно, испод 4°, а често и испод 2°, нарочито на океанским острвима и висоравнима. Гдегде се и изван екваторијалног појаса, до 15° и 16° геогр. шир. такође јаве два максимума и минимума температура, али са повећаним амплитудама. Као пример изразитог континенталног екваторијалног типа може послужити Болобо (2°10′ јуж. шир., 16°13′ и. д., 330 м.), у држави Конго, а за изванекваторијалне пределе као пример континенталног типа Дуем (13°59′ с. ш., 32°20′ и. д., 383 м.), у Судану, и приморског типа Гретаун, у Никарагуи (10°55′ с. ш., 83°53′ з. д., 6 м.):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII.	IX	X	XI	XIi	год	кол.
Болобо	25·6	25·9	**26·1**	25·8	25·6	25·5	*25·2*	25·6	**25·7**	25·0	*24·9*	25·0	25·5	1·2
Дуем	*22·2*	23·5	25·6	29·5	**31·5**	31·4	28·8	*28·2*	29·5	**30·0**	27·4	23·8	27·7	9·3
Гретаун	*25·3*	25·4	26·0	27·1	**27·2**	26·7	*26·2*	26·3	**26·9**	26·8	25·8	*25·3*	26·2	**1·8**

Карактеристично је, да се у овим пределима неизразитих промена у односима годишњег загревања правилност тока најчешће поремети, било због кишних периода, ветрова или других чинилаца, и да се већином јавља само по један максимум и један минимум.

2. *Тропски тип* има у толико сличности са екваторијалним што су и у том појасу годишња колебања незнатна, и ако већа него у екваторијалном појасу, иначе постоји врло велика разлика, јер се на већим ширинама тропског појаса може појавити само један максимум и један минимум топлоте, први после летњег, а други после зимског солстиција. Већ је на 16° геогр. шир. Сунце први пут у зениту око 6 недеља после пролетње равнодневице, а други пут око 6 недеља пре јесење. Осим тога је на тој географској ширини при летњем солстицију сијање Сунца скоро усправно, јер зраци падају под углом од 82°33′, дакле само $7^1/_2$° мање од нормалног пада. То је разлог што се овде не могу развити два јасна температурна максима него се оба слију у један, са високим температурама у неколико месеца. Али је код тог типа минимум много изразитији, будући при зимском солстицију зраци падају под углом 50°33′. Ипак је у тропским пределима већих ширина годишње колебање релативно незнатно, пошто разлике у сунчевим висинама нису сувише велике; у најгорем случају оне колебају у границама од 90° до 43°6′. Амплитуда је на океанима и у приморју око 5°, у унутрашњости копна је повећана до 12°, али је у пустињама Африке и Аустралије врло изразита и премаши 20°.

Секундарни чиниоци могу и овде да нормалне топлотне односе поремете и да годишњем температурном току наметну друкчији облик. Периодске смене ветрова, појаве кишовитих месеца, јачина и обилност киша, асцендентне океанске струје у близини континенталних обала — сви ти чиниоци мењају нормалне услове и уносе у њих неправилност.

Пример океанског типа годишњег температурног тока на овим ширинама је Пепеекео (19°40′ сев. шир., 155° зап. дуж., 30 м.), на Хавајским Острвима; тип нормалног континенталног тока Бербер (18°1′ сев. шир., 34°4′ ист. дуж., 350 м.), у Нубији, око нубијске пустиње, а поремећеног тока, услед утицаја монсунских киша, Мандалаи у Горњој Бурми, на 21°59′ сев. шир., 96°8′ ист. дуж. и 76 метара надм. висине.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Пепеекео	21·7	*21·3*	21·5	21·9	22·5	23.1	23·7	**23·8**	23·7	23·5	22·4	22·1	22·6	2·5
Бербер	*20·6*	22·7	26·2	30·1	34·4	**34·8**	33·5	34·0	33·1	30·4	26·0	21·9	29·0	14·2
Мандалаи	*20·4*	23·2	27·8	**31·8**	31·4	29·7	29·6	29·3	28·6	28·1	24·4	20·8	27·1	11·4

3. На умереним појасевима, приближно од 25° до 65° геогр. шир. јавља се *темперирани* или *умерен тип* годишњег температурног тока, који је сличан правилном тропском типу. Умерен тип се одликује јасним температурним екстремима, у временима иза сунчевог најнижег и највишег положаја на небу, доста наглим прелазом од једног до другог екстрема и изразитим амплитудама. Последица већих амплитуда је подела годишњих месеца у четири годишња доба. То је главна карактеристика умерених појасева.

Због њихове велике ширине могу се издвојити три споредна, али ипак доста јасна типа: а. *суптропски (медитерански* или *средоземан) тип*, б. *прави умерени тип* и в. *субполаран (субарктички* или *субантарктички) тип*. Они се у термичком погледу у главном разликују тиме, што код правог умереног типа прелази од једног ка другом екстрему имају самосталан карактер. То је појас са четири изразита, различита и доста јасно одељена годишња доба. У субтропском типу нема сасвим изразитог пролећа и јесени, услед споријег и постепеног повећавања и смањивања топлоте, док су код субполарног типа прелази толико нагли, да се скоро непосредно пређе из хладног у топло и из топлог у хладно годишње доба. Субтропски појас има веома топла лета и благе зиме, умерени топла лета и хладне зиме, а субполаран блага лета и врло оштре зиме. Осим тога су годишња колебања температура од субтропског према субполарном појасу све већа, и зато су разлике у годишњим добима све оштрије. У истом се правцу смањују и средње годишње и средње месечне температуре, али зимске много јаче од летњих.

Као примери за ова три типа могу послужити Асиут, у Египту (27°11′ сев. шир., 31°13′ ист. дуж., 56 м.), Букурешт (44°25′ сев. шир., 26°6′ ист. дуж., 85 м.) и Тоболск, у Сибиру (58°12 сев. шир., 68°14′ ист. дуж., 105 м.), све три континенталне станице

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Асиут	*11·8*	12·8	17·3	22·2	26·6	29·5	**29·9**	29·6	27·1	22·7	18·9	14·5	21·9	18·1
Букурешт	— *3·6*	— 1·5	4.3	11·0	16·3	20·1	**22·8**	21·9	17·6	12·0	4·7	— 1·0	10·4	26·4
Тоболск	—*19.0*	—15·3	— 9·2	0·6	8·8	15·3	**19·1**	15·6	8·9	0·4	—10·1	—17·0	— 0·2	38·1

Због велике нагомиланости копна на умереном појасу северне полукугле настају најоштрије разлике између температурних односа на океанима и централним деловима континената. Карактеристике ради могу се изнети подаци са неколико станица од Атланског до Тихог Океана, на профилу кроз Еуразијско копно, по 50° сев. шир. Те станице су Сент Мерис, на Сили Острвима (49°56′ сев. шир., 6°18′ зап. дуж., 20 м.), Лвов, у Пољској (49°50′ сев. шир., 24° ист. дуж., 340 м.), Оренбург у Русији (51°46′ сев. шир., 55°7′ ист. дуж., 110 м.), Њерчинск, у Трансбајкалији (51°19′ сев. шир., 119°37′ ист. дуж., 660 м.) и Дуј, на Сахалину (50°50′ сев. шир., 142°6′ ист. дуж., 55 м.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Сент Мерис	7·7	*7·7*	7·7	9·2	11·3	14.1	15·8	**16·1**	14·7	11·9	9·9	8·4	11·2	8·4
Лвов	— *4·3*	— 3·5	0·6	7·8	13·9	17·4	**19·1**	18·3	13·9	8·5	1·5	— 3·2	7·5	23·4
Оренбург	—*15·9*	—14·4	— 8·6	3·3	14·3	18·8	**21·6**	19·6	13 0	4·0	— 4·4	—11·9	3·3	37·5
Њерчинск	—*29·7*	—24·2	—12·9	—0·4	8·1	15·4	**18·5**	15·6	8·6	—1·5	—15·7	—26·3	—3·7	48·2
Дуј	— *18·1*	—15·2	— 8·8	—0·5	5·2	10·6	15·8	**16·7**	12·0	4·1	— 5·3	—13·6	0·2	34.8

У океанском типу умереног појаса колебања су већа него у тропском појасу и мењају се од 5° до 15°. Максима и минима се много задоцњавају према временима солстиција и јесен је знатно топлија од пролећа,

у примеру Сент Мериса за 2·8⁰. Тај тип обухвата скоро цео умерен појас јужне полукугле, а на северној океанска острва и западна приморја континената. Код континенталног су типа годишња колебања много већа, између 15⁰ до 30⁰, јесен је још увек топлија од пролећа, али мање но код океанског типа. Њему припада цела Европа, са изузетком западног приморја, јужни делови Азије и Јапан, Сједињене Државе, без западних обала, унутрашњост Аустралије, Аргентине и једног дела јужне Африке. Највећа су годишња колебања у ексцесивној континенталној клими, у коју спадају северна Азија са већим делом западне Сибирије, северан део Кине и Британска Северна Америка, са изузетком западног приморја. Амплитуде варирају од 30⁰ до 60⁰, са максимумом у Верхојанску, где је 65·9⁰С. Ексцесивна континентална клима има нешто топлија пролећа од јесени, у примеру Њерчинска за 1·1⁰.

4. Главна одлика код *поларног типа* је периодски прекид дневних температурних промена, који је тим дужи, што је већа географска ширина. У зимским месецима нема разлике између дана и ноћи, па с тога ни периодских него у главном апериодских колебања. Али то није случај само код дневних промена температура, него и у њиховом годишњем току. У зимским се месецима не показује постепено опадање температура, него се већином у узастопним месецима смењују ниже и више температуре. Тек у вишегодишњим средњим месечним температурама настане релативно правилно опадање до краја поларне ноћи, т. ј. до оног месеца, у коме се помоли Сунце. Од тада се температуре почну повећавати и у летњој су половини године односи правилнији. Највећа је топлота у месецу иза сунчевог летњег солстиција за одговарајућу земљину полуkуглу. Међутим сунчеви зраци у том добу падају на разне поларне ширине под веома косим углом, на 75⁰ геогр. шир. под углом 38⁰27′, а на 85⁰ под углом 28⁰27′ и зато су температуре најтоплијег месеца врло ниске.

Годишња су температурна колебања у тим пределима велика и врло промењива; већином су у границама амплитуда код континенталног типа умереног појаса, дакле између 15⁰ до 30⁰, али су нарочито у арктичком архипелагу Северне Америке и на северном делу Гренланда много веће, гдегде до 50⁰. Као пример овог типа може послужити Земља Франца Јосифа, у арктичкој области, за коју је годишњи температуран ток прорачунат према подацима шест научних експедиција. Мерења су вршена у појединим годинама од 1872 до 1905, а средње географске координате су 80⁰20′ сев. шир. и 56⁰20′ ист. дуж. Много су екстремнији услови на северном Гренланду, чији је представник станица Алерт (82⁰27′ сев. шир., 61⁰22′ зап. дуж.), са посматрањима у 1875/76 години. С друге су стране на Земљи Викторије, на антарктичком копну, вршена четворогодишња мерења, од 1902 до 1904, 1908/09 и

1911/12 године, која се односе на 77°42′ јуж. шир. и 165°35′ ист. дуж. На основу тих података дошло се до ових средњих вредности[1]):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Земља Франца Јосифа	—25·6	*—26·8*	—23·9	—17·6	—8·4	—0·8	1·4	0·4	—5·7	—15·8	—22·7	—25·5	—14·3	28·2
Гренланд	—36·1	—38·9	*—39·9*	—27·8	—11·6	0·2	**3·5**	0·4	—9·1	—20·6	—27·1	—30·1	—19·8	43·4
Земља Викторије[2])	— 4·4	— 8·1	—15·1	—22.8	24·0	—24·8	—27·1	*—27·4*	—25·0	—19·8	—9·9	**—3·8**	—17·7	23·6

Поремећаји у годишњем току температура. — Нормалним температурним током на одређеном месту приказано је просечно топлотно стање у сваком од годишњих месеца, у коме су по могућности елиминиране све оне неправилности и поремећаји, који су се догађали за време целе периоде посматрања под утицајем многобројних споредних чинилаца. То вреди, међутим, само под претпоставком, да су за подлогу узете средње месечне вредности дугог низа година. Али, ако се годишњи температуран ток изведе по средњим петодневним или десетодневним вредностима стогодишњих посматрања, чак ће се и у њему јавити извесни поремећаји. Те чињенице одводе несумњиво на помисао, да се у средњим дневним температурама узастопних дана не догађају правилне промене, управљене у одређеном правцу, и да је у разним годинама температуран ток на истој станици различит.

То се јасно огледа на температурама истих месеца у разним годинама. Тако је Београд у октобру 1905 године имао температуру од 7·7°, а у истом месецу 1907 год. 17·7°, дакле за 10° већу. Исто је тако температура јануара у 1899 години била 4·6°, а 1893 год. за 14° нижа, т. ј. —9·4°C. Та температура одговара средњој јануарској температури Улеаборга (у Финској), на 65° сев. шир., а она од 1899. јануарској температури у Фиоренци или Скадру. Још су екстремнији односи у Љубљани, где је средња децембарска температура 1868 године била 6·0°, а 1879 год. —11·7°, дакле разлика од 17·7°C.

Много су изразитије разлике у средњим дневним температурама разних дана у истом месецу, што се опет може показати на примерима за Београд. Ту је 12 јануар 1904 године имао температуру од —5·9°, а исти дан 1903 год. 14·6°, док је 21 јануара исте године средња температура била —10·9°, што одговара разлици од 25·5°C; ова је већа од годишњег колебања. Чак су и у летњим месецима разлике у средњим дневним тем-

[1]) Већина података о годишњем току температура позајмљена је из дела *Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* II. Band. 1910. и III. Band. 1911. Stuttgart, J. Engelhorns Nachf.

[2]) *J. v. Hann, Dr. G. C. Simpson: Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der zweiten antarktischen Expedition von Kapitän R. F. Scott.* Met. Zeitschr. 1914., стр. 62—67.

пературама доста велике: 13. августа 1903 год. 26·7°, а истог дана 1902 год. 12·8°, док је 3. августа исте године средња температура била 29·5°. По томе је највећа разлика 16·7°C. То исто се види и у јулу, где је 10-ог1902 год. температура 26·2°, истог дана идуће године 12·9°, а 20-ог исте године 29·8°; максимална је разлика 16·9°C. Шта више се у извесним годинама може догодити, да је по гдекоји летњи дан хладнији од зимског, што је био случај у Београду 1903 године. Тада су средње, највише и најниже дневне температуре у појединим данима разних месеца биле оволике:

дан	12-I.	19-V.	5-VI.	10-VII.
ср. днев. темп.	14·6°	11·9°	11·8°	12·9°
максимум	17·5	17·8	16·1	14·1
минимум	8·5	4·6	8·9	11·8

Те године су у појединим данима маја, јуна и јула средње температуре биле до 2·5° ниже него у једном јануарском дану; највиша је температура била смањена од 1·4° до 3·4°, а једино су најниже температуре 5-VI. и 10-VII. биле веће, а 19-V. за 3·9° мања од минимума у 12. јануару.

Дневна или интердиурна промењивост. — Споменути односи доводе до питања о промењивости средњих дневних и месечних температура. Тај појам је увео у науку *Хан*[1]) и као дневну или интердиурну промењивост означава промене у топлотном карактеру узастопних дана у разним годинама, или одступања тих вредности од просечне, нормалне вредности. Промењивост температура има практичан значај и са климатолошког и са биолошког или хигијенског гледишта и може се прорачунати на два начина.

Првим се начином одреди, за колико се степена средња дневна температура узастопних дана истога месеца *просечно* промене од једног до другог дана, било у позитивном или негативном смислу. При томе се поступа овако: Испишу се за цео месец разлике у средњој температури од једног до другог дана, без обзира на предзнак, све вредности се саберу, збир се подели са бројем добијених разлика, и тиме је одређена просечна интердурна промењивост. Нзравно, и она треба да базира на подацима вишегодишњих бележења температура. Према тим вредностима назива се клима појединих места као промењива, ако су велике, или као једнолика, ако је промењивост дневних температура мала. У пределима велике промењивости организам очврсне и лакше се прилагоди условима оштрих климата, него организми са предела мале промењивости, који омекшају и омлитаве.

И интердиурна промењивост показује зависност од географских ширина. У тропским је пределима незнатна; приморска станица Џорџ-

[1]) *J. Hann, Untersuchungen über die Veränderlichkeit der Tagestemperatur.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. LXXI. 2. Abt. 1875.

таун, у Британској Гуајани, на 6°54′ сев. шир., 58°12′ зап. дуж. има највећу променљивост у мају и јулу, са 0·8°, најмању у марту и септембру са 0·4°, а средња годишња променљивост је тек 0·6°. За екваторијалне пределе је уопште карактеристично, да им се средње дневне температуре од једног до другог дана врло мало разликују. Према поларним се ширинама променљивост повећава, али исто тако и од океана према унутрашњости континената. Осим тога је на већим географским ширинама дневна променљивост температура у зимским месецима већа од летњих. Те разлике се јасно виде, ако се упореди Хелголанд са Барнаулом, јер оба места леже скоро на истој географској ширини. Хелголанд је острво на Северном Мору (54°10′ сев. шир., 7°51′ ист. дуж.), са маритимном климом, и променљивост је незнатна: највећа 1·4° (XII), најмања 0·8° (IX), а средња годишња променљивост је 1·1°. Сасвим је друкчије на станици Барнаул, у Западној Сибирији (53°20′ сев. шир., 82°47′ ист. дуж.), јер је тамо у децембру променљивост 5·6°, у августу 1·8°, а средња годишња 3·5°. *Хан* је поред тога указао, да на величину променљивости имају знатан утицај локални чиниоци, нарочито у планинским пределима[1]). При томе је карактеристично, да планински врхови имају врло велику променљивост, али показују већу правилност, јер је на Сонблику (3106 м.) средња годишња променљивост 2·05°, са колебањем од 1·2°, на Сентису (2500 м.) 2·1°, са колебањем од 0·4°, а на нижим планинским врховима Шафбергу (1776 м.), у Салцбургу, 2·65° са колебањем од 0·4°, а на Шнебергу (1153 м.), у Доњој Аустрији, 2·6°, са колебањем 0·8°C.

Нарочито је велика интердиурна променљивост око антарктичког копна, о чему је изнела доказе немачка научна експедиција под управом *Дригалског*[2]). На зимовишту брода „Gauss", на 66°2′ јуж. шир. и 89°38′ ист. дуж. вршена су посматрања у 1902/03 години и добијене су веома велике вредности, веће него у Западној Сибирији. Средња годишња променљивост је 4·6°, највећа је у зимском месецу августу 6·7°, најмања у летњем месецу децембру 3·1° и јесењем априлу 3·3°C.

Уопште се може рећи, да се средња променљивост повећава од екватора према половима, од приморја према централним копненим пределима и од низија према планинским врховима.

Другим се начином одређује *честина одређених разлика* у средњим температурама двају узастопних дана, на пр. проме̂на за 2°, 4°, 7° и више степена, али опет без обзира на предзнак. Код тог се начина број случајева са одређеним температурним разликама вишегодишњих посматрања у истом месецу подели са бројем година, да би се добила честина горњих промена у данима дотичног месеца. Та је метода нарочито погодна

[1]) *J. Hann, Veränderlichkeit der Temperatur in Österreich.* Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LVIII. 1891. и у Met. Zeitschr. 1892., стр. 46—61, 89—100.

[2]) *Dr. Wilhelm Meinardus, Die meteorologischen Ergebnisse der deutschen Südpolar-Expedition (Winterstation des „Gauss") 1901 bis 1903.* Met. Zeitschr. 1910., стр. 155—161.

за испитивање оштрине климе у појединим пределима и с тога нарочито важна са хигијенског гледишта, јер оштра клима са наглим и великим температурним променама много шкоди слабијим организмима. То је разлог што су се са разних страна упоређивали односи између интердиурне промењљивости и смртности у разним месецима.

И при употреби ове методе се показало, да континентални предели подлеже чешћим великим температурним променама од приморских, јер су на станици Барнаул (53°20′ сев. шир.), у Западној Сибирији, и у Оксфорду (51°46′ сев. шир.), у Енглеској, честине одређених температурних промена у средњем месецу зимског годишњег доба оволике:

	0° — 2°	— 4°	— 6°	— 8°	— 10°	— 14°	— 18°	— 22°	
Барнаул	7·7	6·9	4·8	3·4	2·9	3·0	0·9	0·4	дана
Оксфорд	18·9	7·5	2·8	0·6	0·2	—		—	„

Исто се тако одликују мањим температурним променама од једног до другог дана они предели, који су потпуно заклоњени од утицаја хладних ветрова, као што је Јужни Тирол. У њему су мање температурне промене чешће но у Далмацији, исто онако као што су у Крањској и Корушкој мање но у Босни, о чему сведоче подаци о честини разних интердиурних температурних промена у средњем броју годишњих дана:

промене	0° — 2°	— 4°	— 6°	— 8°	— 10°	— 12°	— 14°	— 16°	и више	
Јужни Тирол	284·0	67·1	11·7	2·1	0·3	—	—	—	—	дана
Далмација	282·5	67·3	12·1	2·4	0·7	0·2	—	—	—	„
Крањска и Корушка	248·5	87·1	20·6	6·5	1·8	0·5	0·2	—	—	„
Босна	208·8	100·7	36·4	12·8	3·7	1·8	0·7	0·3	0·1	„

Средња промењљивост месечних температура. — Док се дневна промењљивост одређује према разликама у средњим дневним температурама узастопних дана, код месечне се промењљивости поступа другчије и служи се методом, коју је употребио *Дове*[1]). Од нормалних, на основу дугогодишњих посматрања одређених, средњих месечних температура изведу се за све године посматрања позитивна и негативна одступања и испишу једна испод других. Те вредности се, без обзира на предзнак, саберу, а збир се подели са бројем година и тиме је добијено средње позитивно или негативно одступање месечних температура од њихове нормалне вредности. То је појам *средње промењљивости* или боље *средњег одступања.* Тако је у Београду нормална температура јануара за периоду од 1888 до 1907 год. —1·6°, а у појединим годинама су одступања од ове вредности била оволика

1888	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	900	01	02	03	04	05	06	07
—4·8	—2·4	2·9	—4·8	2·0	—7·8	—0·7	2·9	—4·9	2·1	2·2	7·2	3·8	—3·1	4·7	2·3	0·4	—2·9	1·7	—0·2

По томе је средње одступање у јануару (63·8° : 20) = ± 3·4°C.

[1]) *H. W. Dove, Klimatologische Beiträge,* II. Teil. Berlin 1869., стр. 217.

Као што се види, значај средње променљивости је у томе, што она представља мерило о колебањима око нормалне вредности, а уједно и мерило о поузданости ове, односно о њеној вероватној грешци. Средња месечна променљивост подлежи истим утицајима, којима и друге термичке промене, па се и овде може очекивати да ће у тропском појасу бити незнатна, нарочито у приморским екваторијалним пределима. Такав је случај у Батавији (6°11′ јуж. шир.), на Јави, где средња месечна променљивост ни у ком месецу није већа од 0·45°. Она је у кишовитом добу од октобра до марта већа (средња вредност 0·36°), но у сувом добу, када је 0·28°C. Средња годишња променљивост још је мања, тек 0·23° [1]). Највећа би средња променљивост месечних температура требала да буде на великим географским ширинама, у централним деловима континената, што је у истини случај, али се ту показује оштра разлика између летњих и зимских месеца, тим већа што су веће ширине. У Северној је Русији средња променљивост 2·3°, у Средњој Русији 2·05°, у унутрашњости Северне Америке 1·95°. Али су у зимском годишњем добу одговарајуће величине 3·4°, 3·1° и 2·55°, док су у лету 1·6°, 1·4° и 1·2°, дакле двапут мање.

Значај планина као климатских међа огледа се и у средњој променљивости. Из разлога, што су станице на северним падинама и подножју Алпа отворене према Северу и подлеже свим његовим утицајима, средња је променљивост код њих већа но у јужним Алпима, нарочито у зимским месецима. На северној је страни Алпа средња месечна променљивост 1·55°, на јужној 1·25°, у зимским су месецима одговарујуће величине 2·3° и 1·6°, а у летњим 1·1° и 1·0°. Напослетку приморске станице стоје под благотворним утицајем мора и зато су средња одступања месечних температура на јадранским острвима релативно незнатна, мања него на јужној страни Алпа; у зиму су 1·3°, у лету 0·8°, а средња годишња вредност је 1·2°C.

Вертикална и хоризонтална подела температура

После излагања о општим температурним односима може се прећи на питање о подели топлоте на земљиној површини и на разним висинама, од морског нивоа до двадесетак километара. Али, правилније је, да се прво посмотре услови вертикалне поделе температура, јер се за одређење хоризонталне поделе морају спровести редукције на морски ниво, а то се може учинити тек онда, ако су позната правила о променама температура са висином.

[1]) *J. v. Hann, Resultate 40jähriger (1866 bis 1905) stündlicher meteorologischer Beobachtungen in Batavia.* Met. Zeitschr. 1917., стр. 424—426.

Услови вертикалне поделе температура. — Ако се пође од закона, по коме се интензитет зрачења мења у обрнутом односу са другим степеном удаљења извесног предмета од зрачног извора, требало би да су највиши ваздушни слојеви најтоплији, а нижи све хладнији, јер су све више удаљени од извора топлоте. Међутим то није случај, јер је ваздух диатерман; он великим делом пропушта сунчеве зраке и при том се не загрева. Осим тога је познато, да су температуре и у планинским пределима и у слободној атмосфери све ниже, што је већа висина, дакле супротност од прве претпоставке.

На опадање температура са висином утиче неколико чинилаца. Пре свега треба подсетити, да је у атмосфери неселективном и селективном апсорпцијом упијено преко 20% сунчеве зрачне енергије, и да се апсорпцијона моћ мења пропорцијонално са густином ваздуха. Пошто се ваздух са висином све већма растањује моћи ће све мање зрачне енергије да упије и тим више ће губити топлоту радијацијом. С тога ће температуре са висином опадати. Али то опадање неће бити једнако, јер у приземним слојевима највише сунчеве енергије упије водена пара, а њена се садржина у ваздуху са висином у геометријској пропорцији смањује. По томе ће и износ апсорбованих зракова да се смањује у истом правцу: при морском нивоу водена пара у ваздуху упије око 12% сунчеве зрачне енергије, на 1800 м. висине 9%, а у вишим слојевима све мање.

Други је узрок опадању температура са висином спровођење и зрачење топлоте са земљине површине у ваздух, али би се тим чиниоцима топлота веома споро преношала у више слојеве.

Много већи утицај на вертикалну поделу температура имају ваздушне струје, које настају при поремећајима атмосферске равнотеже. Ако је на пр. једна честица ваздуха лакша од околног слободног ваздуха добиће привидно негативну тежину, подлегне потиску и диже се, а ако је тежа она се спушта. Али се уједно види, да је потисак пропорцијоналан температурној разлици између честице у кретању и њене околине, т. ј. да се релативно топлија честица диже, а релативно хладнија спушта.

При загревању земљине површине загрева се и ваздух, који ће при даљем загревању у извесном тренутку постати толико специфички лакши, да надјача притисак ваздушног стуба над собом и почне се дизати. У том се случају у њему догађају оваке промене: Долазећи у све растањеније слојеве честице се све више шире и запремина им се повећава. Али је тиме известан део њихове топлотне енергије утрошен на механичко ширење, па им температура за сваких 100 метара дизања спадне за 0·98°, под претпоставком да су све честице суве, или да нису заси-

ћене воденом паром[1]). При даљем дизању, на извесној висини и при одређеној нижој температури, честице постану засићене паром и почне кондензација, т. ј. прелазак водене паре у течно стање. Од тог се тренутка односи у нормалном опадању температура промену, јер се због кондензације велика количина топлоте ослободи, таман онолика, колика се при истим температурама утроши на испаравање[2]). С тога је вертикално опадање температура знатно успорено, али не остаје константно, као што је код воденом паром незасићеног ваздуха. При даљој се кондензацији из ваздушних маса излучи све више водене паре и оне на веће висине доспу све сувље. То значи, да ће се према већим висинама и однос у опадању температура повећавати и постепено ближити адиабатским условима сувог ваздуха. У приложеној таблици су приказане све промене у величини опадања температура код асцендентне и воденом паром засићене масе ваздуха, под претпоставком разних температура при којима се ваздух *почео* дизати[3]):

висина	почетна темп. = 30°	20°	10°	0°	—10°	—20°
0 м.	0·37	0·44	0·54	0·62	0·75	0·86
1000 „	·37	·46	·56	·68	·82	
2000 „	·38	·49	·60	·75	·87	
4000 „	·42	·57	·73	88		
6000 “	·45	·63	·84			

Али се горња претпоставка скоро никад, ни при најповољнијим условима, не може обистинити, јер је ваздух при почетку асцендентног струјања најчешће незасићен и с тога се до извесне висине повинује адиабати сувог ваздуха. Међутим се кондензација кадикад догађа непосредно изнад земљине површине или на незнатним висинама, што доказују магле и најнижи облаци (стратуси), те температуре при *просечном* ваздушном стању не опадају онако нагло, као што би одговарало теорији.

При десцендентним струјама, кад се ваздушне масе са висина спуштају према земљиној површини, настаје компресија, односно смањивање запремине код честица, а као последица повећање температура за 0·98° при сваких 100 метара спуштања. Тај је однос увек исти, ма колика била почетна вредност и почетна температура ваздушне масе, ако се не узме у обзир зрачење топлоте из честица у кретању, чиме се горња вредност незнатно смањује.

---

[1]) в. стр. 390., адиабатске промене.

[2]) в. стр. 400.

[3]) *O. Neuhoff, Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft und deren rechnerische und graphische Bestimmung.* Abhandl. d. Preuss. Met. Inst. Bd. I. № 6., Berlin 1901.

Температуре у слободном ваздуху

Дневни топлотан ток. — Тек када је 1889 године подигнут Ајфелов торањ, на Марсовом Пољу у Паризу, могли су се добити непосредни подаци о температурним условима у слободном ваздуху, јер су од његовог подножја до врха (302 м.) постављени на три разне висине инструменти, ради мерења климатских елемената. Тако је доказано, да се и на висини од 300 метара изнад земљине површине јављају у свима месецима изразите дневне промене у температурама. Оне се у ноћним часовима са висином повећавају, а у дневним смањују, али се у разним месецима јављају знатне разлике, на шта је упозорено раније, код услова при загревању и хлађењу ваздуха[1]). Према петогодишњим посматрањима од 1890 до 1894 године дневни је ток у децембру и јулу овакав[2]):

дец.	Пћ	2а	4	6	8	10	Пд	2р	4	6	8	10	ср. вр.
302 м.	1·4	1·3	1·1	0·9	*0·8*	1·2	1·8	**2·2**	2·0	1·8	1·7	1·6	1·5
2 „	1·0	0·8	0·6	0·5	*0·4*	1·8	3·3	**3·9**	3·1	2·2	1·7	1·2	1·7
Δ 100 „	0·13	0·17	0·17	0·13	0·13	—0·20	—0·50	—0·57	—0·37	—0·13	0·00	0·03	—0·08
јули													
302 м.	15·1	14·4	*13·6*	13·8	14·6	16·2	17·7	18·4	**18·6**	18·0	16·8	16·0	16·1
2 „	14·5	13·8	*13·1*	14·3	17·4	19·9	21·2	21·7	**21·2**	20·1	17·6	15·9	17·6
Δ 100 „	0·20	0·20	0·17	—0·17	—0·93	—1·23	—1·17	—1·10	—0·87	—0·70	—0·27	0·03	—0·49

У оба се екстремна месеца види подударање, јер је у дневним часовима опадање температура са висином много веће него ноћни прираштај, само се топлотни услови мењају према положају Сунца. Зато је у децембру средња вредност опадања температура у дневним часовима 0·39°, а у јулу 0·80° за сваких 100 метара висине, док су одговарајуће вредности ноћног прираштаја 0·13° и 0·15°. По томе се може закључити, да се дневна колебања и средње температуре са висином смањују.

То исто је, до много већих висина, доказано и у другим местима с помоћу пуштања змајева и ваздушних лопти. *Хергесел* је почетком јуна 1898 године успео, да пуштену ваздушну лопту одржи скоро 20 часова на висини око 700 метара изнад земљине површине и да Асмановим аспирацијоним психро-термометром добије температурне податке за кратке размаке времена. Затим је према резултатима посматрања ваздушних температура у Штрасбургу и на врху Минстера утврдио температуран дневни ток у слободном ваздуху, на сваких 100 метара висине[3]). Примера ради могу се изнети неколико података и њихов гра-

---

[1]) в. стр. 386—393.

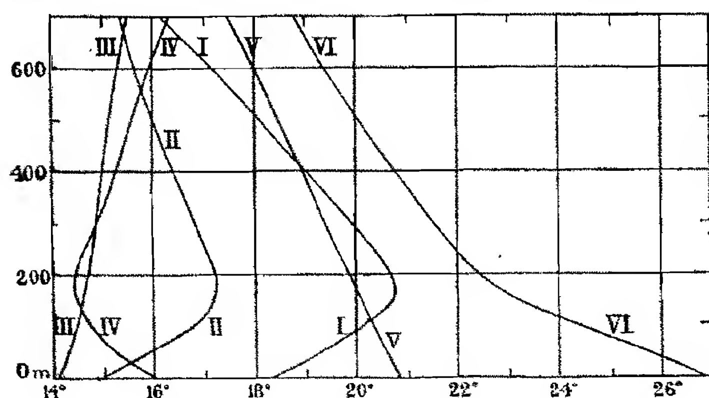
[2]) *A. Angot, Résumé des observations météorologiques faites au bureau central et à la tour Eiffel pendant les cinq années 1890—1894.* Annal. du Bureau Central. Paris Année 1894. Tome I., стр. B 145—B 188.

[3]) *H. Hergesell, Ergebnisse der internationalen Ballonfahrten.* Met. Zeitschr. 1899., стр. 49—58. — *Dr. H. Hergesell, Die Temperatur der freien Atmosphäre.* Pet. Mitt. 1900., стр. 97—112, са две карте изван текста.

фички приказ у скици 172, да би се виделе главне фазе у променама температура у вертикалном правцу.

висина	9h32p	1h35a	4h25a	6h25a	10h35a	1h25p
700 м.	*16·2*	15·4	**15·5**	**16·3**	*17·5*	*18·8*
600	17·2	15·7	15·3	15·9	18·0	19·4
500	18·1	16·0	15·2	15·5	18·5	20·0
400	19·0	16·4	15·0	15·2	19·0	20·8
300	19·9	16·8	14·8	14·8	19·4	21·6
200	**20·6**	**17·2**	14·7	*14.5*	19·9	22·4
100	20·2	16·8	14·5	14·8	20·3	24·4
0	18·4	*15·0*	*14·1*	16·0	**20·8**	**26·9**

Од сунчевог заласка почело је хлађење земљине површине, а упоредо са њим и приземних ваздушних слојева, те се до 9 и по часова развила инверзија до 170 метара изнад земљине површине (у скици 172 фаза I.), а одатле нормално опадање температура. При даљем су хлађењу температуре постајале све ниже, али су се нарочито јако смањиле у приземних 200 метара, а на више све мање. Тако се од 9h32 р. до 1h35 а. температура на нивоу 700 м. смањила за 0·8°, на 400 м. за 2·6°, а на 100 м. за 3·4°, но ипак се инверзија и у 1 и по час по поноћи ограничила само на приземних 180 метара ваздуха (фаза II.). Тек у зору, пре сунчевог рађања, настала је у свима слојевима инверзија; температура се од земљине површине до 700 метара стално повећавала, у свему за 1·4° (фаза III). Тај однос у вертикалној подели температура у главном је условљен јаким хлађењем средњих слојева, од 100 до 400 метара, а слабијим у нижим, и нарочито вишим слојевима.



Скица 172.

После сунчевог рађања почело је загревање, те се до 6h25 а. развило нормално опадање температура до 200 м. висине, а на више је била још инверзија са већим позитивним термичким градијентом но у зору (фаза IV). До 10h35 а. интензитет сунчевог зрачења знатно ојача, температуре се нагло повећавају, нарочито у нижим слојевима. Од 6h25 до 10h35 пре поднева оне су се на нивоу 700 м. повећале за 1·2°, на 400 м. за 3·8°, на 100 м. за 5·5° и до тога је времена у целом ваздушном стубу успостављено нормално опадање температура, у овом случају 0·47° за сваких 100 метара висине (фаза V). Са ближењем сунчеве кулминације

приземни се ваздушни слојеви, у односу према вишима, све јаче загревају и температурне разлике у вертикалном правцу све су веће, све док се земљина површина највећма не загреје. Тада је, у 1^h25 р., температура до 700 метара висине спала за 8·1°, али је на њој највећа ваздушна температура много доцније, тек око 3 часа, када се повећа до 19·1°C. Средњи термички градијент је у том случају 1·16°C, али он није у свима ваздушним слојевима исти; температура се од 200 до 700 метара за сваких 100 метара висине смањи за 0·72°, али у приземних 200 метара за 2·25°. Ту влада сасвим лабилно стање и лако се могу развити асцендентне струје (фаза VI).

Ако се посмотре колебања температура у сваком слоју, видеће се, како се од ваздуха изнад земљине површине према висини нагло смањују, од 12·8° до 3·8° на висини од 700 метара. С друге стране две екстремне таутохроне[1]) у скици 172 указују на важну чињеницу. У фази III. је цео ваздушан стуб најхладнији и температура при земљиној површини најнижа, док је у фази VI. најтоплији, са највишом температуром у ваздуху изнад земљине површине, али је облик таутохрона различит. У првом је случају благо нагнута на десно, према већим температурама; у свима је слојевима инверзија, али је максимална разлика у температурама незнатна: највиши слој је тек за 1·4°C топлији од површинског ваздушног слоја. Сасвим је супротно у другом случају, где је таутохрона јако нагнута на лево, према нижим температурама, дакле је сваки виши ваздушан слој све хладнији. Приземан ваздух је за 8·1° топлији од оног на 700 метара висине и највећа разлика у температурама је око 6 пута већа. Јасно је, да ти односи знатно утичу на средње топлотно стање сваког појединог слоја, и да температуре са висином опадају, али спорије него у фази VI.

Доцније су ови односи све више испитивани, али крајњи закључци још нису добијени. Ипак се већ при првим обрађивањима аеролошких података показало, да се дневно температурно колебање са висином нагло смањује; доцније, да се на висинама око 2000 метара јавља дупли температуран талас, са максимима после поноћи и поднева, минимима у средњем међувремену и колебањем до 1°C[2]), и да непосредних веза између дневног температурног тока при земљиној површини и у слободном ваздуху има само до 1000 метара[3]). Што и на већим висинама има дневних колебања може се приписати непосредном утицају зрачења.

---

[1]) *Таутохроне* су линије, којима су повезане истовремене вредности, у овом случају температуре; по грчком ταὐτά = то исто и χρόνος = време.

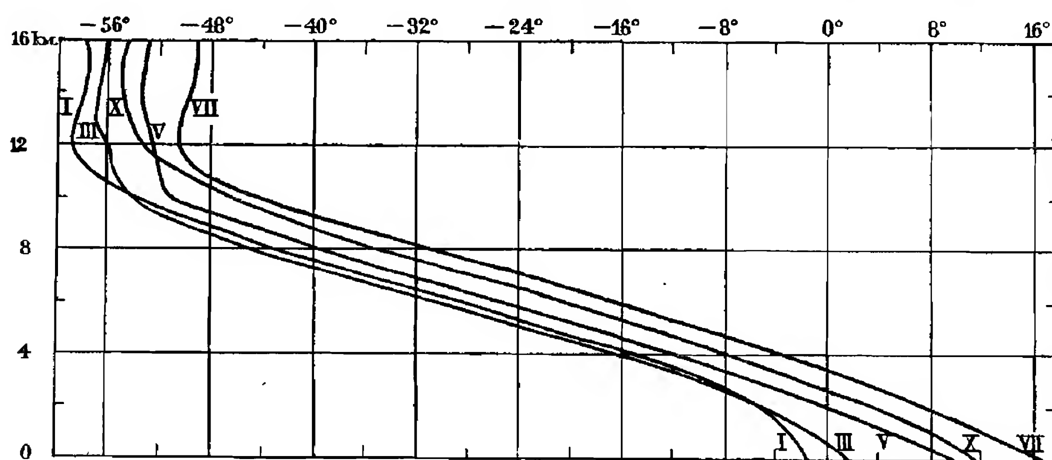
[2]) *Josef Reger, Täglicher Temperaturgang in der freien Atmosphäre und doppelte Luftdruckschwankung.* Arbeiten d. Kgl. Preuss. Aeronaut. Observ. Lindenberg im Jahre 1912. Braunschweig 1913.

[3]) *Wm. R. Blair, Free Air Data at Mount Weather.* Bull. of the Mount Weather Observatory. Vol. 4. 1912., стр. 344.

Годишње промене топлотног стања у слободном ваздуху. — Обрадом аеролошких података добијен је и појам о годишњем температурном току, али се дошло до неочекиване чињенице, да су годишња колебања на великим висинама много већа, но што се претпостављало. Доказано је, да се она приближно до 3 километра висине смањују, затим се на већим висинама постепено и стално повећавају, са максимумом између 6 и 8 километара, а одатле се понова и много брже смањују до висине од 12 до 15 километара. Ту су годишња колебања знатно мања од оних на 3 километра висине, али ипак не нестану, него се према већим висинама понова повећавају. То се може показати на неколико примера са средњих географских ширина, према подацима из околине Париза (48°49′ с. ш.), Минхена (48°9′) и Сент Луиса, у Сједињеним Државама (38°38′).

висине	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15 км.
Париз	13·7	**14·7**	13·5	*13·0*	13·6	13·7	**14·4**	14·1	13·7	12·3	10·1	9·2	*9·1*	9·9	9·3	—
Минхен	**15·8**	13·2	11·4	*10·9*	11·1	12·3	13·1	14·2	**14·8**	12·8	9·4	6·1	4·4	4·5	3·4	*2·3*
Сент Луис	**26·8**	22·2	16·7	*16·1*	*16·1*	17·1	17·6	18·1	**18·6**	15·6	11·5	8·6	4·9	*2·4*	8·7	—

О вертикалној подели температура у разним месецима даје доста јасну представу скица 173, у којој су таутохронама приказани односи у најхладнијем, најтоплијем и неким другим месецима са умеренијим тем-



Скица 173.

ператураma. Те вредности, међутим, не одговарају месечним средњим температурама, него температури сваког петог дана у месецу, т. ј. средњем датуму свих интернацијоналних пуштања ваздушних лопти од 1902 до 1905 године, које су прорачунате на основу 380 података[1]). У свима се месецима показује стално опадање температура до десетак километара висине, а одатле на више или успорено опадање, или константни односи,

[1]) *Dr. Arthur Wagner, Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre. Ergebnisse der internationalen unbemannten Ballonaufstiege.* Beitr. z. Physik der freien Atmosphäre 1909. III. Bd., стр. 57—168. — в. и Met. Zeitschr. 1910., стр. 97—112.

или чак прираштај температура. Али се у децембру и јануару у приземним слојевима јавља тенденција за инверзијом, јер је температуран градијент јако успорен; он је у ваздушном слоју до 1000 метара висине у децембру 0·17°, а у јануару 0·12°C. Иначе су градијенти уопште знатно већи и у свима месецима подједнаки, на што указује паралелитет таутохрона. О променама величине градијента у току године даје појам приложена таблица, у којој су изнесене вредности за Средњу Европу и Сједињене Државе.

	Средња Европа					Сједињене Државе				
	зима	прол.	лето	јесен	год.	зима	прол.	лето	јесен	год.
земљ. повр. до 5 км.	0·42°	0·54°	0·55°	0·49°	0·50°	0·45°	0·60°	0·61°	0·59°	0·56°
6 „ 10 „	·65	·61	·69	·67	·66	·60	·72	·71	·71	·69
11 „ 15 „	·07	·06	·09	·15	·09	·12	·14	·11	·23	·15

Види се, дакле, бар до 10 километара висине доста јасна годишња периода са минимумом опадања у најхладнијем, а максимумом у најтоплијем годишњем добу.

Најглавнији је закључак, да ваздух на свима висинама до 16 километара има доста изразита колебања температура, али се мора додати, да се фазна времена на разним висинама јављају у разним месецима. По *Вагнеру* су у слободном ваздуху изнад Средње Европе најниже и највише температуре на појединим висинама у овим месецима:

висина	0	1	2	3	4	6	8	10	12	14	16 км.
минимум	I	I	II	II	III	III	III	II	I	I	XII
максимум	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VII	VII	VII

Код најнижих месечних температура постоји бар до извесне висине правилност, јер падају у све доцнија времена, што је већа висина, али се од 9 километара однос обрне и најниже температуре се помичу у раније месеце, на 15 и 16 километара висине у децембар, око зимског солстиција. Мања је правилност код појаве највећих температура, али је ипак карактеристично, да на свима висинама изнад 11 километара падају на јули, док су на мањим висинама искључиво у августу.

Та задоцњавања и истрчавања фазних времена могу се протумачити суделовањем трију чинилаца: спровођења топлоте, односно у већој мери конвекцијоних струја, топлотног зрачења и ослобођене топлоте при кондензацији. Ако би био активан само први чинилац, догађала би се слична задоцњавања фазних времена и сличне промене у амплитудама, као код годишњег температурног тока у тлу. Заиста су такви односи доста изразити у приземним ваздушним слојевима, али су на већим висинама поремећени утицајем водене паре. При њеној се кондензацији велика количина топлотне енергије ослобађа и температуран градијент је на нивоима најчешћег образовања облака знатно смањен, нарочито у летњим месецима, кад су конвекцијоне струје најјаче. Од облачног се

појаса појава годишњег минимума са висином већма задоцњава, него појава максимума, јер водена пара загревање ни у колико не спречава, али хлађењу делује на супрот кондензацијом, при којој се латентна топлота ослободи. Напослетку се непосредан утицај зрачења огледа у томе, што се времена екстремних температура помакну унапред, јер се зрачењем ваздух брже и раније загреје, него конвекционим струјама. То је највероватнији узрок, зашто се највише и најниже температуре на висини изнад 11 километара у главном поклапају са временима сунчевог највишег и најнижег положаја на небу.

Тропосфера и стратосфера. — У питању вертикалне поделе температура у слободном ваздуху настао је читав преврат, када је *Тесерен де Бор* изнео прве доказе, да се температуран градијент од нижих према вишим ваздушним слојевима стално повећава и скоро достиже вредности, које се јављају при адиабатском ширењу ваздуха. Али је од тога још важније, да се одатле почне нагло смањивати и да на средњој висини око 11 километара спадне скоро до нуле. У вези са овим чињеницама указује, да се на колебљивој висини од 8 до 12 километара — према разним ваздушним стањима — долази до једног појаса, који се одликује скоро непромењљивим температурама, а кадикад и мањим обртом[1]). Скоро у истом времену, и независно од првог, утврдио је и *Асман* тачност преокрета у опадању температура са висином и вероватно постојање топлијег ваздушног слоја на висини преко 10 километара[2]). То је најважнији резултат модерних аеролошких испитивања за последњих 30 година.

Атмосфера се по томе може поделити на два термички различита појаса, од којих је први назван *тропосфера*, а други *стратосфера*. У тропосфери се догађају вертикална кретања ваздушних маса, т. зв. конвекционе струје, и њихове последице: кондензација водене паре, стварање облака и ваздушних талога; она је у лабилном стању равнотеже, врло су чести термички поремећаји, при којима се смењују слојеви са инверзијом и са нормалним, негативним градијентом, али се у средњим вредностима показује правилно опадање температура са висином. Пошто се кондензација у главном догађа у нижим слојевима ваздуха у њима ће температуре спорије опадати и зато се код тропосфере могу разликовати два слоја: облачан, до 3 или 5 километара висине, према географском положају, и други безоблачан, дебљи слој са много бржим

---

[1]) *L. Teisserenc de Bort, Variations de la température de l'air libre dans la zone comprise entre 8 km et 13 km d'altitude.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences. Tome CXXXIV. Paris 1902., стр. 987—989.

[2]) *Richard Assmann, Ueber die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km.* S.-A. Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wissenschaften vom 1. Mai 1902. Berlin 1902.

опадањем температура, јер се садржина водене паре са висином нагло смањује и градијент се постепено ближи вредностима адиабатског кретања сувог ваздуха. Скоро изненада, без икаквог блажијег прелаза, долази се у стратосферу, јер се у сваком термограму јави оштар савијутак баш на граничној линији између фото- и стратосфере. Ова је у термичкој и механичкој равнотежи, ваздушна су кретања скоро без изузетка хоризонтална, температуре су на њеним разним висинама подједнаке, али по правилу са висином споро прирашћују. То се може показати на примеру термичких услова у слободном ваздуху изнад Батавије, на 6°19′ јуж. шир., где су температурни градијенти у разним ваздушним слојевима оволики[1]):

0 — 2 — 4 — 6 — 8 — 10 — 12 — 14 — 16 — 18 — 20 — 22 — 24—26 км.
—·57 —·53 —·55 —·62 —·76 —·85 —·86 —·50 —·21 +·68 +·19 +·18 +·14

Ту су најмањи негативни градијенти на висинама између 2 до 6 километара, који су последице кондензоване водене паре; према висини су градијенти све већи, а највећи на висини око 12 км., где је 0·88°. Одатле на више нагло смањивање и прелазак у стратосферу са позитивним градијентима.

Постојање појаса са приближно истим температурама може се објаснити тиме, што се заједничким утицајем сунчевог зрачења кратких таласа и земљиног тамног зрачења дугачких таласа, као и упијањем ових у ваздуху, на извесној висини успостави равнотежа зрачења, т. ј. што свака честица исти износ топлотне енергије изрзачи, колики прими радијацијом из осталих честица или из каквог космичког зрачног извора. Али је открићем стратосфере постављен проблем, колика би на тим висинама била температура, кад би конвекција престала? *Емден* је према теоретским претпоставкама закључио, да ће температура у оним ваздушним слојевима, где влада равнотежа зрачења, зависити једино од односа, у коме тамошња садржина водене паре упија зрачење кратких и дугих таласа. У случају кад не би било ваздуха могла би се ефективна температура Земље као планете прорачунати с помоћу *Стефан*овог закона и познатог правила, да су при средњим односима инсолација и радијација у равнотежи, али да радијацији подлежи *цела* земљина површина, док сунчеву зрачну енергију прима у сваком тренутку само *једна четвртина*. По тим је једначинама одређено, да је земљина ефективна температура 253·8°А или — 19·2°С.

Ако се, даље, као подлога узме емпиријски одређена подела водене паре у ваздуху, могу се одредити температуре зрачне равнотеже. Према

---

[1]) *A. de Quervain*, реф. о *Dr. W. van Bemmelen: Results of Registering-Balloon Ascents at Batavia.* Met. Zeitschr. 1918., стр. 99—102.

својим једначинама зрачења *Емден*[1]) је прорачунао, да би на најгорњим деловима конвекцијоних струја, који граниче са базом стратосфере, температура била — 59·3^{0}C, односно 213·7^{0}A. Пошто због врло ниских температура водена пара у стратосфери нема никакав значај и пошто је на њеној горњој граници, т. ј. на граници атмосфере уопште, температура — 19·2^0, ова ће постепено са смањивањем висина, т. ј. са ближењем земљиној површини, опадати до минималне температуре —59·3^0, што се доста добро подудара са резултатима мерења, бар за средње географске ширине. То се донекле може показати на примеру за унутрашњост Северне Америке, на средњем упореднику 42^0 сев. шир., где су се ваздушне лопте у појединим случајевима дизале до 30 километара и где су се температуре од 15 км. на више постепено повећавале. При тим су мерењима на разним удаљењима од морског нивоа биле средње температуре оволике[2]):

висина у км.	12	14	15	16	18	20	22	24	26	28	30
температуре у ^{0}C	-52·6	-54·7	*-55·1*	-54·9	-53·6	-50·7	-48·0	-43·9	-39·6	-37·9	-38·6

Али је при даљим проучавањима утврђено, да су годишња температурна колебања у стратосфери доста велика, и ако мања но при земљиној површини, да у њој нема годишњих доба, која би зависила од сунчевих разних положаја на небу, а с друге стране, да се граница између тропосфере и стратосфере у разним месецима помера на разне висине. Тако су према температурним бележењима „ballon sondes“-а у Минхену од 1906 до 1911 године добијене за средњу базу стратосфере и крајње температуре ове вредности[3]):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
висина у километрима	11	12	*10*	11	12	14	12	12	14	14	12	13	13	4
крајња температура	-59·5	-57·7	**-52·7**	-54·8	*-57·8*	-56·3	-54·1	**-52·3**	-57·4	-59·4	-57·4	*-60·6*	-55·8	-8·3

Топлотни услови у слободној атмосфери на разним географским ширинама. — При испитивању топлотних услова слободне атмосфере у разним пределима дошло се такође до неслућених чињеница: да равнотежа зрачења настаје на све већим висинама што је мања географска ширина и да је стратосфера изнад екваторијалних предела хладнија

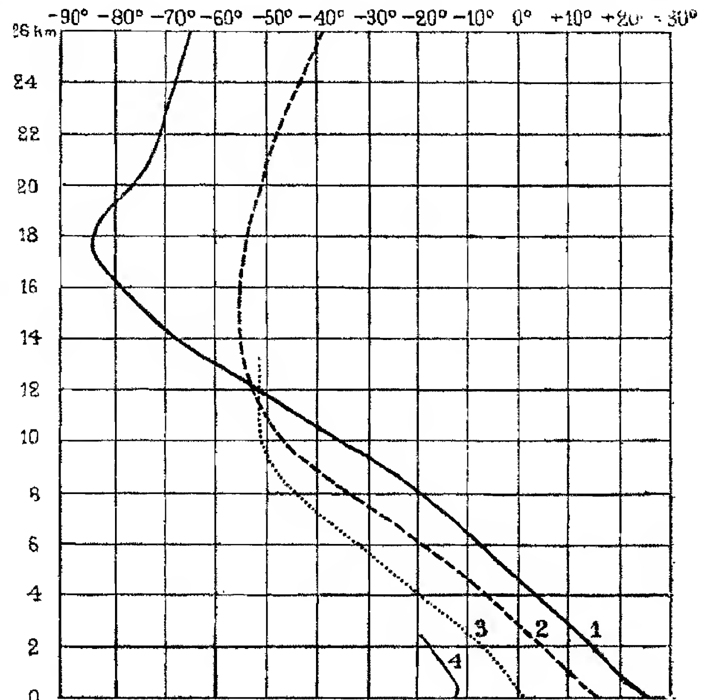
---

[1]) *R. Emden, Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung. Ein Beitrag zur Theorie der oberen Inversion.* Sitzungsber. d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wissenschaften. Mathem.-phys. Kl., München 1913., стр. 55—142.

[2]) *William R. Blair, Free Air Data. Sounding Balloon Ascensions at Indianopolis, Omaha, and Huron.* Bull. of the Mount Weather Observatory 1912. Vol. IV. Part. 4., стр. 183—304.

[3]) *August Schmauss, Die Münchener Registrierballonfahrten im Jahre 1911. — 2. Allgemeine Ergebnisse der Fahrten von 1906—1911.* Beob. der met. Stationen im Kgr. Bayern. Bd. XXXIII. München 1911.

но на већим ширинама. О томе сведочи приложен графички приказ у скици 174. У њој су односи врло јасни: температуре у тропосфери су на истим висинама све ниже што је већа географска ширина, али се у приземним слојевима великих ширина показује све јача тенденција за оштром инверзијом. Код Батавије (1) је средњи температурни градијент за сваких 100 метара висине у слоју од 0 до 2 км 0·60°, на средњем делу Северне Америке (2) 0·47°, код Павловска (3) 0·41°, док је у слободној атмосфери изнад Гренланда (4) 0·22°, али је ту и под средњим годишњим условима до 200 метара висине развијена инверзија. Температуре у слободном ваздуху до извесне висине доста правилно опадају, одатле ка већим висинама много се спорије повећавају, а само су у извесном ваздушном слоју приближно константне.



Скица 174.

Одговарајући све мањој снази конвекцијоних струја у правцу полова, услед све косијих сунчевих зракова, доња се граница инверзијоног појаса, т. ј. стратосфере, спушта од екватора према већим ширинама на све ниже нивое. Она је код Павловска на висини око 11 км., у средњим деловима Сједињених Држава око 15 км., док је у ваздуху изнад Батавије на средњој висини од 18 километара. С друге је стране средња температура у стратосфери изнад Батавије од 18 до 26 километара висине — 73·5°, а изнад средњих делова Сједињених Држава од 15 до 30 километара — 46·5°, дакле за 27°С виша. По томе изгледа, да је топлотна подела у горњем инверзијоном појасу друкчија, односно супротна од поделе у тропосфери, и да мање географске ширине имају уопште ниже температуре од поларних предела.

II. Температуре на планинама.

Инсолација и радијација. — Топлотни услови у планинским областима доста су компликоване природе и ради њиховог бољег разумевања неопходно је потребно указати на неколико врло значајних чињеница.

Поред опште познате чињенице, да се ваздух са висином растањује, доцније је доказано, да садржина водене паре у ваздуху са висином много брже опада но ваздушан притисак, а тиме најглавнији услов за упијање сунчевих зракова постепено нестаје. Али, то доводи до закључка, да се интензитет сунчевог сјаја са висином повећава. У том погледу одавна чињена релативна мерења с помоћу термометара са нагарављеном куглицом у вакууму, који су слободно изложени Сунцу, но сигурнији су резултати добијени тек доцније, применом пирхелиометара, т. ј. апсолутним мерењем јачине сунчевог сјаја. Тако је у разним пределима доказано, да се интензитет инсолације са висином повећава и да се ближи теоретској вредности соларне константе. Примера ради навешће се подаци неких новијих мерења. Августа 1896 год. чинили су истовремена мерења у околини Мон-Блана *Крова* и *Худај*[1]) и добили као средњу вредност свих посматрања за Шамони (1050 м.) 1·242 гр-кал., а за Гран-Миле (3020 м.) 1·492 гр-кал/мин.цм². Ту се за висину од 1970 метара интензитет сунчевог сјаја повећао за 20%.

Нешто раније је *Онгстрем*[2]) вршио испитивања на острву Тенерифи, под 28°30′ сев. шир., у јуну и јулу 1895 и 1896 год., па је за разна места добио различите интензитете инсолације, под претпоставком променљиве сунчеве висине. Овде је узето да је она за све станице 60° и за њу су одговарајуће вредности на

Пико Теиде	Алта Виста	Ла Кањада	Гуимар
3683 м.	3252 м.	2125 м.	360 м.
1·61	1·58	1·53	1·36 гр-кал/мин. цм²

Исто су тако ове станице примиле у току целог дана (на хоризонталну површину) ове суме топлотне енергије

799	—	755	671 гр-кал.

Ако се прорачуна прираштај интензитета добија се за оба случаја врло блиска вредност, око 19%, али је висинска разлика 3300 метара. Исти интензитет сунчевог сјаја као на Алта Виста, и скоро на истој висини, добио је при својим мерењима на врху Сонблика (3106 м.) *Екснер*, у јулу 1902 године[3]).

О повећаном интензитету сунчевог сјаја на висинама има и других доказа, од којих је најобичнији препланулост. Сваки ко је дуже боравио на високим планинама брзо препалне. Осим тога, повећан интензитет

---

[1]) *Crova et Houdaille, Déterminations actinométriques faites au Mont Blanc.* Compt. Rend. de l'Acad. d. Sciences. Tome CXXIII. Paris 1896., стр. 928—932.

[2]) *Knut Ångström, Intensité de la radiation solaire à différentes altitudes. Recherches faites à Ténériffe 1895 et 1896.* Nova acta Reg. Soc. Ups. Sér. III., Upsala 1900., 45 стр.

[3]) *F. M. Exner, Messungen der Sonnenstrahlung und der nächtlichen Ausstrahlung auf dem Sonnblick.* Met. Zeitschr. 1903., стр. 409—414.

сунчевог сјаја донекле утиче и на вегетацију. Због њега се тле јаче и брже загрева него у низинама, а то је важан узрок за бржи прираст и напредовање биљака и за релативно раније донашање плодова. Као пример односа између температуре тла и ваздуха у планинским пределима могу послужити Пиринеји. Тамо су при ведрим јесењим данима чињена упоредна посматрања на станици Бањер-де-Бигор (551 м.) и на врху брега Пик ди Миди (2877 м.) и показало се ово[1]:

	ср. темп. ваздуха	тла	дуб. 5 цм.
Пик ди Миди	10·1^0	33·8^0	17·1^0
Бањер-де-Бигор	22·3	36·1	25·5
разлика	12·2	2·3	8·4

Разлика у ваздушним температурама ових двају места била је преко 12^0, док је разлика у температурама тла била за пет пута мања, тек 2·3^0. Чак је и тле у дубини од 5 цм. било на врху Пик ди Миди-а за 7^0 топлије од средње ваздушне температуре, а на нижој станици за 3·2^0, т. ј. двапут мање према разлици на врху.

Али је раније упозорено, да је тамно зрачење са Земље пропорцијонална вредност јачини инсолације, па би и она на већим планинским висинама требала да се повећа. Осим тога је споменуто, да водена пара нарочито упија зраке великих таласних дужина и зато би при мањој садржини водене паре у високим деловима планина радијација била још интензивнија. О апсолутним јачинама радијације има релативно мало мерења, али се ипак може доћи до извесних сигурнијих закључака. За Сонблик је утврђено, да је она и у летњим и у зимским ведрим ноћима подједнаке јачине, са средњом вредношћу од 0·195 гр-кал/мин.цм^2. Као упоредна станица може послужити Цирих (440 м.), где је у јунским ведрим ноћима средњи интензитет радијације 0·13 гр кал., а с друге стране Беч (220 м.), где је у најведријим септембарским ноћима 0·153 гр-кал.[2]). Ако се за Беч и Цирих изведе средња вредност (0·141), тада би се за средњу висинску разлику од 2800 метара радијација појачала за 38$^0/_0$. Према појачаној инсолацији за приближно исте висине ова је вредност скоро двапут већа. То доводи до важног закључка, да радијација на планинама уопште надјачава инсолацију, јер траје дању и ноћу; зато се количина магазиниране топлотне енергије са висином смањује, а средње

[1]) *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* I. Band., стр. 207.

[2]) *J. Maurer, Über die nächtliche Strahlung und ihre Grösse in absolutem Masse.* Sitzungsber. d. Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Berlin 1887., стр. 502. — *J. M. Pernter, Messungen der Ausstrahlung auf dem Hohen Sonnblick im Februar 1888.* Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. XCVII. Abt. IIa, 1888. — *Felix M. Exner,* l. c. — *J. Krčmar und Dr. R. Schneider, Absolute Messungen der nächtlichen Ausstrahlung in Wien.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd CXVI. Abt. IIa. 1907., стр. 576.

се температуре снижавају, али се дејство инсолације повећава и често се у пуном сунчевом сјају осећа жега, при иначе ниским ваздушним температурама.

Због појачане инсолације и радијације, односно због повећаног ширења и стезања, стене се на високим планинама доста нагло распадају, а око планинских врхова се образују оштри и изрецкани облици. Из истог би разлога била повећана и дневна температурна колебања, о чему је дала несумњиве доказе енглеска научна експедиција, која је пошла на освајање највишег планинског врха на Земљи, Маунт Евереста. На стеновитој сунчаној тераси (око 6100 м.) између два ледника, на коју су се неки од чланова испели 20. септембра 1921 год., ноћи су биле хладне до — 11°C, али дани угодно топли и термометар са црном куглицом правилно је бележио температуре до 89·5° и 90·5°C. Сунце је на тим висинама опасан непријатељ, са којим се мора борити. Чинило се да ће им одузети сву животну снагу и оставити их неспособне за икакав напор. Клима је сурова и мучна, а екстреми толико велики да човек у исто време добије сунчаницу, кад су му ноге промрзле[1]).

На истој се висини слободне атмосфере утицај појачане инсолације и радијације не осећа и ниуколико не утиче на њено топлотно стање, јер нема тела које би сунчеву зрачну енергију упило и радијацијом ју из себе издавало. Тамо су услови вертикалне поделе топлоте једноставнији но што су на планинама.

Даљи узроци о опадању температура са висином. — Поред напред споменутог општег узрока и неједнаког понашања инсолације и радијације, даљи је важан чинилац за опадање температура у планинама снажније кретање ваздушних маса на висинама. Јаки ветрови лако и брзо односе топлији ваздух са загрејаног тла на планинским падинама и врховима, а на његово место доносе ваздушне честице из слободне атмосфере, које су по самој природи хладније. Тако ће у дневним часовима загревање ваздуха изнад планинских падина бити знатно ослабљено, а то је даљи услов за снижавање температуре. Осим тога су у ноћним часовима ваздушни слојеви већином у стабилној равнотежи и кретања ваздуха су успорена, док се при дневном лабилном стању атмосферске равнотеже ветрови појачају и делују насупрот загревању виших планинских делова. Тим процесима ниске ноћне температуре нису ублажене, а дневне су доста снижене, те тако и услед овог чиниоца средње дневне температуре морају са висином опадати.

С друге се стране издигнути делови земљине површине најчешће свршавају у врховима, изложена површина сунчевом зрачењу све више

---

[1]) Lieut.-Col. *C. K. Howard-Bury,* D. C. O., Chief of the Expedition, *The Mount Everest Expedition.* The Geogr. Journ. Vol. LIX. 1922., стр. 97.

се смањује, у њој бива све мање топлотне енергије апсорбовано и зато се температура све слабије повећава.

Напослетку се у планинским пределима конвекцијоне струје осећају до већих висина него у слободном ваздуху, јер су планине обмотане слојем релативно топлијег ваздуха на свима оним местима, која су изложена сунчаном сјају. Тај загрејан и растањен ваздух диже се уз планинске падине и доноси вишим ваздушним слојевима нешто топлоте од доле. Ако би се дизао адиабатски температура би му нагло опадала, али овако добија са загрејаних падина толико топлоте, да се при своме даљем пењању нешто спорије хлади, а не у адиабатском односу.

Све то су узроци услед којих се температуре у планинским пределима са висином смањују.

Величина вертикалног температурног градијента. — Опадање температура са висином толико је у планинама изразито, да за њега знају чак и примитивна племена и оно је једна од најважнијих особина планинске климе. Али општи закон о величини вертикалног температурног (или термичког) градијента не може се никако поставити, јер се она и у истој климатској области мења према разним утицајима. Најглавнији узроци неједнакостима у величини термичког градијента могу бити : 1. разлике у географским ширинама, 2. степен континенталности (удаљености од мора), 3. разлике у топографском карактеру, 4. разлике у климатском карактеру. Међутим је врло тешко да се поједини узрок сасвим издвоји и посматра сам за себе, јер већином заједнички делују више узрока, ако не сви скупа.

Са разних је страна покушавано, да се добијени подаци групишу и да се изведе закључак о утицају географских ширина на опадање температура са висином. У томе се није потпуно успело[1]) и *Хан* тај утицај одлучно негира[2]). Па ипак изгледа, да географске ширине, бар као топлотни појасеви на Земљи, имају известан значај, јер то захтева и теорија, по којој екстремне топлотне услове имају тропски и поларни предели. У тропима стално превлађује инсолација; низине су стално јако загрејане, а исто тако и приземан ваздух. На великим би висинама загревање такође могло бити доста интензивно, с погледом на већи интензитет сунчевог зрачења, али ту снажни ветрови односе загрејани ваздух и утичу расхлађујући. Зато се због непрестаног загревања ниских и расхлађивања високих делова планине јављају у току целе године велике температурне разлике са наглим опадањем температура. У поларним пределима, напротив, стално превлађује радијација. При таквим се условима ствара стабилно стање атмосферске равнотеже, расхлађене

---

[1]) *Dr. A. Woeikof, Die Klimate der Erde.* I. Teil. Jena, H. Costenoble 1887., стр. 232—236.

[2]) *Dr. Julius Hann,* l. c. стр. 214.

и гушће честице спуштају се према најнижим деловима, сталоже се и стагнирају, али се температурне разлике између врхова и низина смањују; последица би била успорено опадање температура са висином, па чак и инверзије. То се донекле и види, ако се узму на око само континенталнији планински предели, удаљени од морских утицаја. Тада је у тропским планинама[1]) средњи температуран градијент 0·62⁰ а у умереним[2]) тек 0·55⁰.

Утицај континенталности изгледа да је на тропским и умереним ширинама различит. Континенталнији планински предели Предње Индије имају брже опадање температура са висином од приморских, а слични су услови и у екуадорским и перуанским Андима, где температуре уз обалске падине такође спорије опадају него од унутрашњих висоравни ка планинским врховима. Ако се тропске приморске планине опет групишу и упореде са односима у унутрашњости континената, видеће се, да је код приморских вертикалан температуран градијент мањи 0·56⁰, према 0·62⁰, колики је у унутрашњим планинама[3]). Такав се закључак морао очекивати и по теорији, јер океани у тропским крајевима имају стално расхлађујући утицај, нарочито на температуре приземних ваздушних слојева. Тај утицај према висинама слаби и постепено се прелази у нормалне услове. Тиме се, наравно, температурна разлика између базних и високих станица смањује, па и термички градијент.

На већим, умереним ширинама, море има лети расхлађујући, а зими загревајући значај с погледом на ваздушне температуре, али је зимски утицај много јачи. Зато су у приморју нарочито ублажене температуре зимских месеца, и то на ниским станицама, јер према висинама и тај утицај слаби, али се тиме температурна разлика између ниских и високих станица знатније повећа но што се у летњим данима смањи, под расхлађујућим деловањем мора на ниска приморска места. Зимски се утицај оцртава и у средњим годишњим вредностима, те температуре у приморским планинама умерених ширина наглије са висином опадају но дубље у копну, у односу 0·65⁰ за сваких 100 метара висине[4]).

Врло велики утицај на температурне прилике уопште, па и на величину термичког градијента у планинама, имају облици земљине повр-

---

[1]) Екуадор (0⁰) 0·62⁰, Перуански Анди (16⁰ ј. ш.) 0·61⁰, Јужна Индија (11⁰ с. ш.) 0·64⁰. СЗ. Индија (30⁰ с. ш.) 0·59⁰.

[2]) Харц 0·58⁰, Пии де Дом (Puy de Dôme) 0·60⁰, Трконоше 0·59⁰, Судети 0·57⁰, Зап. Алпи 0·53⁰, Ист. Алпи 0·52⁰, Корушка 0·46⁰, Бјелашница 0·58⁰.

[3]) Екуадор (0⁰) 0·54⁰, Колумбија (4⁰ до 8⁰ с. ш.) 0·51⁰, Јава (6·5⁰ ј. ш.) 0·57⁰, Предња Индија (8·5⁰ с. ш.) 0·61⁰, Лусон (16·5⁰ с. ш.) 0·53⁰, Хавајска Острва (19·5⁰ с. ш.) 0·57⁰, Хонг Конг (22⁰ с. ш.) 0·57⁰.

[4]) Аустралијански Алпи 35·9⁰ ј. ш.) 0·67⁰, Етна 0·60⁰, Везув 0·64⁰, Сера да Естрела (око 40·3⁰ с. ш.) 0·57⁰, Бока Которска 0·74⁰, Вела Учка (45·3⁰ с. ш.) 0·64⁰, Бен Невис (56·7⁰ с. ш.) 0·67⁰.

шине. Али су они толико разнолики, да се не може о сваком понаособ говорити, него се морају груписати. На висоравнима, платоима и благо нагнутим планинским пределима изложена површина сунчевом сјају доста се споро са висином смањује; много спорије но код стрмих облика. То је разлог што и виши делови таквих предела имају у летњим месецима више погодности за интензивније загревање од изолираних планинских врхова на истој надморској висини и што се температурна разлика између нижих и виших станица доста смањи. У зиму је из познатих узрока, о којима ће се и доцније говорити, опадање температура са висином и иначе незнатно. Зато ће платоски предели у току целе године имати доста мали температуран градијент. Такав топографски карактер има Валдфиртл у Доњој Аустрији, висораван са 560 метара средње висине, која се благо спушта ка Северу и Североистоку. 55% целе површине отпада на висине од 400 до 600 метара. Из ње се највиши врхови издижу као мала острва, али не ремете општу једноликост. Благо таласаст карактер тога предела огледа се и у средњој вредности температурног опадања са висином, која је 0·48°C[1]). У исту групу спада Рауе Алб, терен блажијих нагиба и спорог издизања око горњег тока Дунава, са средњим градијентом од 0·44°, као и брежуљци североисточне Швајцарске, са средњим градијентом од 0·36°C[2]).

Брже температуре опадају у нормалним бреговитим пределима, као што су веначне планине, где издигнути делови земљине површине постепено прелазе у врхове. Ту планинска маса губи сваки значај, јер је Сунцу изложена површина и сувише мала да би добила самосталнији значај, те у лету не може бити енергичнијег загревања и температурна разлика се према загрејаним долинама и равницама јако повећава, тим више, ако су планински врхови и у летњим месецима под снегом. Тако је средњи термички градијент у Граубинденским Алпима 0·51°, у Валиским Алпима 0·56°, у Источним Алпима 0·52°, у Великој Татри 0·51°, и у Харцу 0·58°C.

Али, ако се упоређују станице на врховима са станицама на стрмим падинама, или ове између себе, или ако се међусобно упореде поједини слободни планински врхови добиће се много веће вредности, које одводе условима у вишим слојевима слободне атмосфере. Томе се не треба чудити када се зна, колико је на великим висинама јако проветравање, али је чудноватије, што температуре у неколико приземних километара слободне атмосфере спорије опадају него између појединих

---

[1]) *J. Hann, Klimatographie von Niederösterreich. I.* — Klimatographie von Österreich herausgegeben v. d. Direktion d. k. k. Zentralansalt f. Meteorol. u. Geodyn. Wien 1904., стр. 19—20.

[2]) *J. Maurer, Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen.* Met. Zeitschr. 1908., стр. 241—246.

планинских врхова. Тако су вредности вертикалног температурног градијента код разних упоредних станица оволике[1]):

Шамони (1080) — Кол ди Жеан (3405)	Δh = 2385 м.	опад.	0·64°
Обир (2140) — Сонблик (3106)	964 „		·65
Шафберг (1776) — Сонблик	1330 „		·60
Оштри врх (1310) — Бјелашница (2067)	757 „		·86
Колоредо Спрингс (1896) — Пајкс Пик (4308)	2452 „		·65

Поред споменутих има и других узрока, због којих се вертикалан термички градијент мења. На присојним, Југу окренутим падинама у планинама већих географских ширина температуре просечно за 15% брже опадају него на северним падинама, јер се подножје првих, нарочито у летњим месецима, врло интензивно загрева, јаче од виших делова, док на осојне падине сунчеви зраци у опште стрмије падају и загревање је слабије. С друге се стране у зимским месецима хладан и тежак ваздух лакше таложи на северном подножју планина, па је и температурна разлика према вишим деловима планине смањена. На јужним је падинама ово ређи случај; Сунце брзо поремети стабилност атмосферског стања, загреју се планинска подножја и долински подови, те се температурна разлика према оној на северним странама повећава. То све утиче на брже опадање температура на јужним страна планине.

Друкчији су услови око екваторијалних предела, где нема изразитијих годишњих доба и промена у температурама. Тамо се више огледа утицај влажних и сувих ветрова, и чеоне се падине (т. ј. превлађујућим влажним ветровима окренути делови планине) одликују споријим опадањем температуре, јер кише расхлађују ваздух од подножја до врха планине, али највећма јако загрејани ваздух у долинама, котлинама и на равницама. Тиме су настали услови за смањивање температурних разлика између подножја и планинских делова. Напротив се на зачеоним падинама ти услови погоршавају, јер је близина планинских врхова кишама расхлађена, док ниски предели нису имали кише и несметано су се загревали. Зато је на Цајлону на југозападним, киши изложеним падинама термички градијент 0·55°, док је на супротним 0·80°C.

Ако се скупе сви добијени подаци долази се до општег закључка, да се просечно температуре у планинским пределима за сваких 100 ме-

---

[1]) *Horace Bénédict de Saussure, Observations météorologiques faites au Col du Géant du 5 au 18 Juillet 1788.* Mémoires de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève. Vol. Suppl. 1890. № 9., 32 стр. — *Wilhelm Trabert, Isothermen von Österreich.* Denkschr. d. mathem.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXIII. Wien 1901., стр. 83—84. — *Dr. Adolf Forster u. J. Hann, Das meteorologische Observatorium auf der Bjelašnica (2067 m.) bei Sarajevo,* прештампано из XXVI. und XXVII. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines, стр. 4. — *J. Hann, Täglicher Gang des Barometers auf Pikes Peak (4308 m.) und zu Colorado Springs (1856 m.).* Met. Zeitschr. 1899., стр. 90.

тара висине смање за 0·58°, или за 1° на свака 172 метра (термички висински ступањ).

Годишња периода код вертикалног температурног градијента. — Према променама оштег ваздушног стања у току године мења се и величина температурног опадања са висином. На већим географским ширинама топлотни су услови у зимским и летњим месецима врло различити, о чему је опширније говорено у ранијем излагању[1]). Услед њих се у зимском годишњем добу температурне разлике између ниских и високих станица често веома знатно смање, спуштањем расхлађених ваздушних маса и њиховог таложења око планинског подножја, па се смањи и вредност термичког градијента. У летњим се месецима нижи делови планина (долински подови, котлине, равнице) због њиховог слабијег проветравања и рефлексијом топлоте могу врло загрејати и температурна разлика се према добро проветраваним највишим деловима планинским повећа, а уједно и температуран градијент. Зато је у планинама умереног појаса годишња периода код градијента иста као у слободној атмосфери. Зима је свугде доба најспоријег опадања температура, а лето по правилу доба у коме је топлотна разлика између низина и висина много већа. Пролеће се у томе погледу већином ближи лету, а јесен зими, што се види из приложене таблице[2]):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Швајц. Ист. Алпи	*0·39*	0·48	0·59	**0·63**	0·62	0·59	0·53	0·51	0 50	0·48	0·44	*0·39*	0·51	0·24
Корушка	*·20*	·34	·50	**·61**	**·61**	·60	·57	·55	·50	·43	·34	·23	·46	·41
Стеновите Планине	*·52*	·62	·66	·72	**·74**	**·74**	·67	·66	·61	·60	·56	*·52*	·64	·22
Бјелашница	*·41*	·56	·70	**·74**	·71	·65	·62	·60	·57	·51	·48	·42	·58	·33

Најспорије температуре опадају у децембру и јануару, за време најдужих ноћи и најдуготрајније искључиве радијације, а најбрже у пролећу и раном лету, априлу, мају и јуну. Узрок тог истрчавања испред најтоплијег месеца лежи у топљењу снега. У низијама и долинама он се почне топити много раније него на висинама, чим се средње дневне температуре повећају до изнад 0°C. Међутим су у то доба долинске падине и високи делови планине још под снегом и сва акција сунчевих зракова се употреби на његово отапање. У априлу и мају могу планински врхови бити још под снегом, док се низине већ несметано загревају, због много вишег сунчевог положаја на небу. При таквом је стању разлика у температурама врло велика и услов за највећи вертикалан

[1]) в. поглавље *Загревање и хлађење ваздуха*, стр. 388—392 и *Утицаји топографије*, стр. 399—401.

[2]) *J. Maurer, Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen*, l. c. — *Wilhelm Trabert*, l. c. — *J. v. Hann, Zur Meteorologie der zentralen Region des Felsengebirges von Colorado, nach Prof. Alfred J. Henry.* Met. Zeitschr. 1913., стр. 330—340. — *Dr. Alfred Forster u. J. Hann*, l. c.

градијент. Ако се у мају или јуну сав снег са планине отопи, почну се јаче загревати и њени највиши делови, јер се сва сунчева енергија на то утроши и с тога се разлике у температурама ниских и високих станица смање[1]).

У екваторијалним и тропским планинама, где стално надјачава инсолација, требао би да је вертикалан термички градијент стално велики и да кроз целу годину има подједнаке вредности, а то је у истини случај у планинама Јужне Индије. На упоредним станицама Додабета (2633 м.) — Коимбатур (452 м.) најмањи је градијент 0·60⁰ (XI), највећи 0·70 (IV), док је на другом пару Кодаиканал (2343 м.) — Периакулам (286 м.) минимум 0·58⁰ (XII), а максимум 0·67 (IV). На обе планине је градијент највећи за време сувог, топлог доба, пре појаве југозападног монсуна.

Али, има случајева, у којима је на умереним ширинама годишња периода термичког градијента супротна од теорије, са најбржим опадањем температуре у зиму, кад би се очекивао минимум. То се догађа у приморским планинама, где се базне станице у зимским месецима јаче загревају, због близине знатно топлијег мора, но што се у летњим месецима под његовим утицајем расхлађују. На планинским врховима, међутим, може за време зиме лежати снег, док се у летњем добу несметано загревају. Тиме се односи у опадању температура потпуно пореметe, јер су зими температурне разлике између ниских и високих станица највеће, а најмање у летњим или пролетњим месецима. Тако је у Боки Которској најбрже опадање температура у јануару, 0·84⁰, а најспорије у августу, 0·68⁰C. Слични су услови у Аустралијанским Алпима, под 36⁰ јуж. шир., где је највећи термички градијент (0·71⁰) у јулу, тамошњем најхладнијем месецу, а најмањи је (0·63⁰) у октобру и новембру, т. ј. у доцнијим пролетњим месецима. С друге се стране Бен Невис понаша као континентална планина, при свем том што базну станицу запљускује Атлантски Океан. Ту је највећи термички градијент у априлу и мају (0·71⁰), док је најмањи (0·61⁰) у новембру и децембру[2]).

Дневна периода код вертикалног температурног градијента. — Исто што се видело код годишњих колебања термичког градијента, и из истих узрока, догађа се у дневноме току. Дању су у континенталним планинама умереног појаса разлике у температурама ниских и високих станица тим веће, што стрмије сунчеви зраци падају и што јаче обасјавају ниске станице. Ноћу се, међутим, због повећане специфичне тежине, расхлађен ваздух спушта са висина низ падине у ниже планинске пределе и таложи се на најнижим местима. Што се дубље иде у ноћ

[1]) *A. Woeikof*, l. c., стр. 221—222.

[2]) *Wilhelm Trabert*, l. c. — *J. v. Hann, Zum Klima der Australischen Alpen.* Met. Zeitschr. 1916., стр. 29—33. — *J. Hann, Zwanzigjahrige korrespondierende Temperaturmittel von Port William und Ben Nevis.* Met. Zeitschr. 1912., стр. 434—436.

хлађење је све јаче и температурна разлика између ниских и високих станица све се више смањује. По том би се најмањи термички градијент могао очекивати у раним јутарњим часовима, око сунчева рађања, а највећи при најтоплијим ваздушним температурама, у једном од поподневних часова. Ти ће се услови приказати само на једном примеру за Стеновите Планине, где су узете за станице посматрања Пајкс Пик (4301 м.) и Колоредо Спрингс (1838 м.), на удаљењу од 22 километра[1]):

часови	1a	3	5	7	9	11	1p	3	5	7	9	11	ср. вред.
зима	0·49	0·49	0·48	*0·46*	0·59	0·71	0·74	**0·77**	0·71	0·60	0·55	0·50	0·59
пролеће	·61	·58	*·55*	·62	·74	·78	·82	·83	**·84**	·79	·72	·65	·71
лето	·57	·54	*·51*	·61	·75	·80	·82	**·83**	·81	·76	·69	·62	·69
јесен	·49	·48	*·46*	·50	·69	·77	·79	**·81**	·78	·70	·63	·57	·63

И овде се, као и код свих других температурних односа, показују јасне разлике између појединих годишњих времена. У зимским су данима величине вертикалног градијента најмање, и ако се виде јасна колебања, која одговарају напред споменутим условима, док су у осталим годишњим временима вредности за одговарајуће часове уопште веће, али нису највеће у летњим, него у пролетњим данима. То је једини изузетак од теорије, који се може објаснити доцнијим нестанком снега на планинском врху. Исто се тако јављају нормална померања минимума и максимума према временима сунчевог рађања, односно највећих ваздушних температура. У зимским данима минимум пада на 7 часова, у летњим на 4^h30 а, док је код максимума правилност у томе, што у зимским данима пада на ранији час но у осталим годишњим добима.

Али на дневне вредности термичког градијента доста утиче облачност. При ведрим ноћима се у ниским ваздушним слојевима јавља тенденција за температурним обртом и нормално се опадање температура знатно смањи. Сасвим су друкчији услови при облачном времену. Ноћу су облаци већином ниски и радијација је на низинама отежана, док око ведрих планинских врхова није никако спречена, те су погодни услови за повећавање температурних разлика код ниских и високих станица. Донекле су услови у дневним часовима супротни, јер се при облачном времену термички градијенти нешто смање у односу према ведрим данима. Пошто су ноћни утицаји јачи, температуре ће у средњим вредностима брже опадати са висином при облачном него при ведром времену, и то приближно за 50% [2]).

Температуран обрт (инверзија) у планинама. — Раније је о температурном обрту споменуто, да се на средњим и већим ширинама

[1]) *J. v. Hann, Zur Meteorologie der zentralen Region des Felsengebirges von Colorado*, l. c. — в. и *J. v. Hann, Beiträge zur Kenntnis des jährlichen und täglichen Ganges der Temperaturabnahme mit der Höhe im Gebirge.* Met. Zeitschr. 1916., стр. 492—503.

[2]) *R. J. Süring, Die vertikale Temperaturabnahme in Gebirgsgegenden in ihrer Abhängigkeit von der Bewölkung.* Inaug. Diss. d. Univ. Berlin. Leipzig, Reudnitz. 1890.

јавља у свима данима и на свима местима, и да је по томе нормална појава, која је везана за процесе радијације са земљине површине[1]). Али се у тој појави показују извесне градације, јер је све изразитија што је више испуњено неких других услова. Инверзије су, наиме, појачане при тихим, ведрим ноћима, нарочито у зимским месецима, а још више ако је земљина површина под снегом. Напослетку се при антициклоналном временском карактеру, за време зимске циче, температуран обрт одржава по неколико дана и може бити толико интензиван, да се огледа и у средњим месечним вредностима.

У планинама се температурни обрти јављају из истих узрока као у слободној атмосфери и прошириће се тим до већих висина, што је јача и дуготрајнија радијација и што су повољнији секундарни услови. Али сами теоретски узроци нису довољни да их протумаче, јер ту имају превлађујући значај облици земљине површине. Они нормалне услове донекле модифицирају, т. ј. потенцирају услове инверзија.

Ноћу се под утицајем радијације хладе и долински подови, као и планинске падине и врхови, шта више је радијација на висинама интензивнија него у нижим пределима. Али је напред истакнуто, да је хладнији ваздух тежи, клиза низ планинске стране и спушта се према долинама и басенима. То све се догађа тихо, без бурних ветрова, и расхлађени слојеви ваздуха све више се слежу у долинама, што је дужа радијација. Све док се ти ваздушни слојеви не мешају са вишима и не улазе у ваздушну циркулацију, температуре се у конкавним облицима смањују. Тако се у атмосфери успоставља све стабилније стање равнотеже, у коме су најнижи ваздушни слојеви најтежи и најхладнији, а сваки је виши лакши и топлији, док се не дође до границе, од које почиње нормално опадање температура са висином.

При објашњењу инверзија треба упозорити на ове чињенице. У долинама и свима конкавним облицима Сунце се доцније рађа и раније залази него на планинским врховима, а то је услов за дуже трајање радијације и уједно погодност да се ваздух већма расхлади, ма да је интензитет радијације мањи но што је на врху. С друге ће стране на место расхлађеног и тежег ваздуха, који је приморан на спуштање, долазити ваздушне честице са већих висина слободне атмосфере. Наравно, ваздух се при спуштању увек динамички загрева у односу адиабатских услова, али на своме путу низ расхлађене падине слабије се загреје од оних маса, које се спуштају кроз слободну атмосферу. Зато доспе у саму долину хладнији, но што би био кад не би било падина.

У Алпима се при ведром зимском времену образују читави системи ваздушних токова, који се споро, као троме реке, крећу кроз долине на

[1]) в. *Загревање и хлађење ваздуха,* стр. 386—387. и 389. и *Температуре у слободном ваздуху,* стр. 428—429.

ниже, све док се не излију у какву простану равницу или до површине каквог планинског језера. У свима се долинама јавља до извесне висине инверзија, али је њена граница у разним долинама различита. У главном је у вишој долини на апсолутно већој висини, а у нижој на апсолутно мањој висини, али је слој хладног ваздуха у нижим долинама већином дебљи, него у високим.

Нарочито се лепо температурни обрти развијају у дубоким котлинама, које су са свих страна заклоњене од ветрова, и хладан се ваздух несметано таложи. Типичан је пример Целовачки Басен, у коме су инверзије најизразитије. Он је са свих страна опкољен високим планинама, а нарочито је Караванкама одсечен од млаких, јужних ветрова са Средиземног Мора. Цео је басен испуњен огромним масама хладног ваздуха и приземне магле често покривају врло велике просторе. Инверзије су толико јаке да се огледају и у средњим зимским температурама до доста великих висина. Тако су јануарске и зимске температуре на разним висинама јужних ивица Целовачког Басена оволике[1]):

	φ	λ	h	јануар	зима
Обир (Ханова кула)	46°30′	14°29′	2140 м.	—7·2°	—6·8°
Мали Обир II	46 30	14 28	1612	—5·3	—4·6
„ „ I	46 30	14 27	1230	—4·5	—3·8
Графнштајн	46 31	14 32	1096	**—3·2**	**—2·5**
Језерско	46 24	14 30	900	**—3·2**	—2·6
Железна Капла	46 29	14 35	554	—4·3	—3·1
Целовец	46 37	14 18	440	—6·4	—4·8

По овим се вредностима види, да су у јануару температуре тек од 1900 метара висине ниже но што су изнад Целовачког Басена, а у зими би се то догодило на висини од приближно 1700 метара, одакле почиње нормално опадање температура.

Зими се инверзије могу појавити и дању, кад су целе планине покривене снегом и кад је изнад њих висок ваздушан притисак, т. ј. антициклоналан временски карактер. Тада се приземан ваздух толико расхлади, да дневна инсолација не може пореметити стабилну равнотежу, или је бар преобратити у индиферентну. Шта више, инверзија има и при температурама изнад ледне тачке, али опет за време маина и високог ваздушног притиска изнад целих области, што је био случај од 8. до 16. фебруара 1899 год. у Источним Алпима. У Доњој је Аустрији била овака подела средњих температура[2]):

---

[1]) *Wilhelm Trabert, Isothermen von Österreich*, стр. 64 и 84.

[2]) *J. Hann, Die „Temperaturumkehr" mit der Höhe im Winterhalbjahr in dem niederösterreichischen Alpengebiete.* Met. Zeitschr. 1906., стр. 507—509 и *J. Hann, Klimatographie von Niederösterreich*, стр. 70.

	φ	λ	h	ср. темп.	7a	2p	9p
Раксалпе	47°41′	15°44′	1823 м.	5·1°	4·7°	5·9°	5·6°
Шнеберг	47 46	15 48	1390	**7·1**	**7·7**	**13·0**	**8·7**
Семеринг	47 38	15 50	1005	6·6	7·3	11·5	8·0
Вајснхоф	48 20	16 17	340	5·5	2·9	7·4	6·0
Беч	48 15	16 21	202	3·6	0·8	5·8	3·9

Инверзијони слој је допирао отприлике до 1400 метара, али ни на висини од 1800 м. температура још није спала на вредности, које су биле у Бечу. Тада је Доња Аустрија била покривена хладним ваздушним слојевима, чија је дебљина премашала 1000 метара. Планински врхови су били знатно топлији од ниских, долинских станица, али је карактеристично да се највећа разлика у температурама јављала у 2 часа по подне, кад би се очекивало супротно.

У погодним планинским пределима: са ведрим небом и сувим ваздухом, као што су у држави Колоредо, инверзија има у целој години за време најхладнијих дневних часова. Леп пример за то пружа амерички Мидл Парк, (око 40° сев. шир., 106° зап. дуж. и 2350 м. вис.), елиптичан басен између Парк Ренџ-а и Фронт Ренџ-а. У њему су постављене две станице: Корона (3554 м.), превој на развођу између пацифичких и антлантских притока, и Фрезер (2609 м.), око 12 километара западније према Мидл Парку, у малој и уској долини са отвором ка Северозападу. Та станица није у најдубљем делу басена, него око 250 метара више. Између тих двеју станица са висинском разликом од 945 метара температуран градијент је у појединим часовима летњих и зимских дана у средњим вредностима оволики[1]):

	1a — 3	— 5	— 7	— 9	— 11	— 1p	— 3	— 5	— 7	— 9	— 11	— 1a	ср. вр.
зима	—0·26	—·30	—*·34*	—·20	·25	·67	**·74**	·59	·30	·00	—·06	—·17	0·12°
лето	— ·33	—*·51*	—·28	·38	·77	·90	**·94**	·94	·78	·35	·16	—·10	·34

Зими је вертикалан градијент кроз пуних 12 ноћних часова негативан, т. ј. температуре се у горњем износу за сваких 100 метара висине повећавају, док је у летњим данима негативан градијент ограничен на 8 часова, али је од 1 до 5 часова по поноћи много изразитији но у зимским ноћима.

Мало је предела на Земљи, који пружају тако згодну прилику за нагомилавање хладног ваздуха, као што су Паркови у Колореду. Поред великог броја малих кланаца ту се дејству спуштања хладног ваздуха са планинских падина придружује, због велике ведрине, и дејство снажне ноћне радијације.

Али има случајева, да се температурни обрти појаве и на субтропским ширинама, као што се догађало у Предњој Индији на јужним пади-

[1]) *J. v. Hann, Zur Meteorologie der zentralen Region des Felsengebirges von Colorado,* 1. с., стр. 332.

нама Хималаја, за време зимских месеца. При свем том што су присојне има и тамо инверзија при дуготрајним антициклонама. Нарочито су биле јаке у јануару 1889 год., када је хладан ваздух покривао не само мање долине и подножје планина, него и целу Гангесову равницу. Тада су у шест јануарских дана станице око 1700 метара изнад равнице биле просечно за 1·7°C топлије[1]).

Још чудноватије је, да при антициклоналном временском карактеру има инверзија и у приморској клими већих географских ширина, што је доста чест случај у Шкотској, око Бен Невиса. У три зимска месеца је нормална разлика између температуре у Форт Виљему (9 м.) и на Бен Невису (1343 м.) 8·2° и бар за толико би се степена температура на доњој станици морала смањити да се појави инверзија. Највећа је инверзија била за време јаког мраза од 18. до 20. фебруара 1895 год., када је 19. у 9^{h}а Бен Невис био за 9·8° топлији од Форт Виљема, са температуром —8·9°C, а најдужа од 2. до 5. новембра 1897 год., јер је Бен Невис био пуних 58 часова топлији од станице при морском нивоу. Међутим, инверзија има и у свима осталим месецима, о чему сведочи приложена таблица, о којој је са I означен за периоду од 1891 до 1903 год. број инверзија бар за време једног часа, а са II број дана у којима се показивала у средњој дневној температури[2]):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	збир
група I	7	8	11	9	7	8	4	4	22	15	29	27	158
„ II	3	5	1	0	0	0	0	0	3	5	8	8	33

Појаве температурног обрта врло су значајне за живот на планинама. У Алпима је са инверзијама скопчана чињеница, да многа села леже на долинским странама, али још чешће на терасама, плавинама, или горе на бреговима, а никако не у често пространим и широким долинама, које би иначе биле у многом погледу погодније за становање. Насеља по долинским странама имају ту вредност према долинама што им је ваздух сувљи, што немају много магле, што су им ноћне температуре умереније и што је мраз ређи — све последице инверзија. Њихов се утицај исто тако огледа и на вегетацији. У Истри на пр. по гдекојим долиницама, увалама или већим вртачама не може да успева смоково и маслиново дрво због ниских температура, док сазрева на местима, која су за 100 до 200 метара виша. Шта више се у многим дубоким

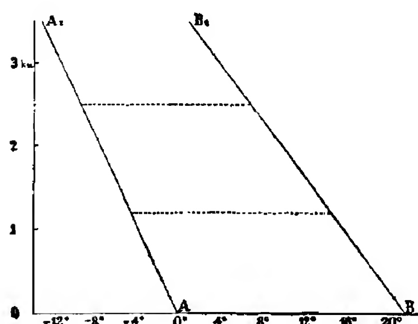
[1]) *J. Eliot, On the Occasional Inversion of the Temperature Relations between the Hills and Plains of Northern India.* Journ. of the Asiatic Soc. of Bengal. Vol. LIX. Part II. № 1. Calcutta 1890.

[2]) *A. v. Obermayer, Zwanzig Jahre meteorologischer Beobachtungen auf dem Ben Nevis.* Met. Zeitschr. 1908., стр. 389. — *Andrew Watt, Temperaturumkehrungen auf dem Ben Nevis.* ibid. 1905., стр. 286.

вртачама крша биљни појасеви обрну и по дну њиховом се местимице наилази на биљке, које се јављају на високим планинама. Узрок је и овде неотицање хладног ваздуха, заклон од Сунца и дуже задржавање снега на непропустљивом дну и у стеновитим пукотинама, које су засенчене оморикама[1]).

Годишњи и дневни ток температура у планинама. — Из досадашњег излагања се видело, да температуре у нормалним случајевима са висином опадају, да термички вертикалан градијент није свугде једнак и да се у току године на истом месту мења. На мањим географским ширинама је разлика између месеца са најмањим и највећим градијентом незнатна: температуре у целој години опадају подједнаком брзином. Према већим ширинама амплитуде се повећавају, т. ј. разлика у величини екстремних градијената све је већа.

Јасно је, да такви услови имају климатски значај и одмах треба споменути да је он доста велики. Да би међусобни односи били јаснији може се узети у помоћ графички приказ и поћи од услова на умереним ширинама. Ту у континенталнијим планинама температуре опадају доста брзо, у средњу руку за 0·55⁰, али је годишња периода код вертикалног термичког градијента врло изразита. Најспорије температуре опадају у најхладнијим месецима, приближно за 0·38⁰C, а најбрже у мају или јуну; међутим, ови месеци имају за теорију мањи значај од најтоплијег месеца јула, јер од њега зависе и највеће температуре на висинама, па и величина годишњег температурног колебања. У скици 175. унесене су на апсциси температуре, а на ординати висине, и екстреми температурног опадања са висином приказани су линијама AA_1 и BB_1, под претпоставком, да је на базној станици (по теорији на 0 метара апс. висине) температура најхладнијег месеца 0⁰ и најтоплијег 22⁰C. По томе је на базној станици годишња амплитуда 22⁰. Али, према висинама колебање доста нагло опада, јер се летње температуре много брже смањују од зимских. Тако би на висини од 1200 метара јануарска температура била —4·6⁰, јулска 14·8⁰, а колебање 19·4⁰, док би се на висини од 2500 метара колебање смањило на 16·5⁰, будући је јануарска температура спала до —9·5⁰, а јулска на 7⁰C. Климатски се карактер са висином мења, јер нарочито брзо опадају пролетње и летње температуре.



Скица 175.

[1]) *Günther Beck von Mannagetta, Die Umkehrung der Pfanzenregionen in den Dolinen des Karstes.* Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXV. Abt. I. Jänner 1906., стр. 3—20.

За човека су ове промене значајне, пошто су у пределима благих зима и жарких летā планински крајеви са прохладним летима и релативно благим зимама много погоднији за становање од прегрејаних низина, али су с погледом на вегетацију прохладна лета штетна.

Према поларним ширинама услови постају екстремнији, јер се термички градијент најхладнијег месеца смањује и постепено ближи позитивном, док се градијент најтоплијег месеца одржава скоро на истој вредности. То је разлог, што се у планинским пределима великих ширина температурна годишња колебања још брже смањују са висином.

У екваторијалним и тропским планинским пределима услови температурног опадања са висином у свима су месецима подједнаки. Ту би линије AA_1 и BB_1 биле скоро упоредне и постојале би три могућности: или да су температурна колебања на свима висинама иста, или да се са висином споро повећавају, или да се у истом правцу незнатно смањују. У истини је најчешћи последњи случај, а други се јавља у приморским планинама.

Да се теоретски услови доиста подударају са стварношћу може се показати на неколико примера. У Судану две блиске станице Лабе и Дитин имају по два максимума и два минимума температуре, али је и главни максимум као и минимум на обема у истом месецу, док унутрашње планине у Предњој Индији, ма да на мањим географским ширинама, имају по један максимум и минимум температуре, јер леже у монсунској области. У осталим примерима са већих ширина станице имају по један минимум и максимум[1]).

	φ	λ	h	ср. темп.	мин.		макс		кол.	смањ. кол. за сваких 100 м.
Лабе	11°17′	—12°16′	1300	21·7°	19·7°	XII	23·9°	IV	4·2°	
Дитин	11 49	—12 7	735	23·8	22·3	XII	26·7	IV	4·4	0·03°
Кодаиканал	10 14	77 30	2343	13·6	11·8	I	15·8	V	4·0	
Периакулам	10 9	77 33	286	26·7	23·8	XII	29·2	IV	5·4	0·06
Бјелашница	43 42	18 15	2067	0·2	—9·0	I	9·1	VII	18·1	
Сарајево	43 9	18 26	537	9·1	—2·7	I	18·6	VII	21·3	0·21
Снежка	50 44	15 44	1603	0·0	—7·7	II	8·8	VII	16·5	
Трутнов	50 34	15 54	427	6·9	—3·3	I	17·6	VII	21·3	0·41

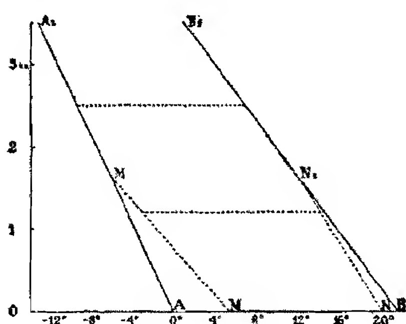
Што су најниже и највише температуре високих станица често помакнуте на доцнији месец не игра велику улогу, јер ако би се за Кодаика-

[1]) *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* II. Band., стр. 62—63. — *J. Hann, Einige Ergebnisse der meteorol. Beob. an den südindischen Höhenstationen,* l. c. — *Dr. Adolf Forster* und *J. Hann,* l. c. — *Wilhelm Trabert, Isothermen von Österreich,* стр. 74 и 84.

нал и Периакулам узели као подлога месеци са екстремним температурама у Периакуламу, и према њима прорачунало смањивање колебања за сваких 100 петара висине, добила би се вредност 0·10⁰, а ако би се узели екстреми са Кодиаканала била би 0·02⁰, међутим је средња вредност 0·06⁰.

У приморским планинским пределима теоретски су услови друкчији и графички приказ односâ је близином мора модифициран. У свима климатским појасевима показује се постепено повећавање годишњег колебања до одређених висина, а од њих на више смањивање. То је последица термичке неосетљивости и магазинирања топлоте у морима, која у топлим месецима снижавају, а у хладним повећавају ваздушне температуре приморја, док у пределима без хладног годишњег доба имају стално расхлађујући утицај, који је најјачи у оном времену када је копно најзагрејаније. Али, исто онако као што морски утицаји слабе према унутрашњости копна, слабе и према висини.

Ако се опет пође од теоретских претпоставака нормални би односи у опадању температура у два екстремна месеца били приказани линијама AA_1 и BB_1 (скица 176.), са истим термичким градијентима као у скици 175. Међутим су, због близине мора, они нешто променути. Пре свега се температура најхладнијег месеца при морском нивоу знатно повећа, али се дејство са висином смањује, док не ишчезне. Тај услов је приказан линијом MM_1, по којој се види, да се температура на станици при морском нивоу повећала од A до M (= 5·5⁰) и да је на висини око 1500 м. загревајући утицај мора престао. С друге је стране температура најтоплијег месеца на приморској станици смањена од B на N (= 20·5⁰), дакле мање но што је у најхладнијем месецу повећана, и расхлађујуће дејство је све мање што је већа висина, т. ј. мења се по линији NN_1.



Скица 176.

Ако се сада упореде температурни градијенти до 1500 метара висине, видеће се, да се у најхладнијем месецу повећао од 0·38⁰ на 0·75⁰, док се у најтоплијем смањио од 0·60⁰ на 0·50⁰. Последица тих промена се огледа у годишњим амплитудама. Она је при морском нивоу 15·0⁰, на 1200 метара 18·0⁰, јер је јануарска температура - 3·5⁰, јулска 14·5⁰, а на 2500 метара је смањена на 16·5⁰, али је и на тој висини већа од колебања при морском нивоу. Тек би на висини од 3200 метара разлика у екстремним температурама спала до 15⁰, пошто би температура најхладнијег месеца била — 12·2⁰, а најтоплијег 2·8⁰С.. Али, ако између морског нивоа и планинског врха не би било никаквих међустаница, и ако би врх био виши од 3200 метара, онда би се у истини поја-

вили нормални односи и годишња би амплитуда била нешто мања но на базној станици.

Све ово се види у следећим примерима[1]):

	φ	λ	h	ср. темп.	мин.		макс.		кол.	смањ. кол. за сваких 100 м
Агустиа Пик	8°37′	77°20′	1890	14·2°	12·1°	I	16·4°	IV	4·3°	
Тревандрум (прим.)	8 30	76 59	59	25·4	24·7	XII, I	27·1	IV	2·4	—0·10°
Пуебла	19 2	—98 2	2170	15·7	12·0	I	18·4	V	6·4	
Јалапа (приморје)	19 32	—96 55	1450	17·7	14·5	XII, I	20·4	V	5·9	—0·07
Етна	37 45	14 59	2947	0·3	— 6·7	I	8·5	VII	15·2	
Катанија (прим.)	37 30	15 9	65	17·7	10·4	I	26·9	VII	16·5	0·05
Голи Врх	42 32	18 43	1310	7·1	— 1·7	I	16·7	VII	18·4	
Црквице	42 34	18 38	1100	8·8	0·2	I	18·4	VII	18·2	
Оштри Рт (прим.)	42 24	18 33	64	16·7	9·2	I	25·4	VII	16·2	—0·18
Бен Невис	56 48	— 5 8	1343	—0·3	— 4·6	II	5·1	VII	9·7	
Форт Виљем (прим.)	56 48	— 5 5	9	8·3	3·6	II	13·8	VII	10·2	0·02

Етна и Бен Невис налазе се већ изван домашаја видљивих ефеката мора и зато имају према базним станицама нешто смањено годишње колебање.

Осим нормалног смањивања амплитуде од низија према планинским врховима ови имају још једну карактеристичну особину: да се времена најниже и највише температуре често помакну на доцније месеце, не само на умереним, већ и на тропским ширинама. Тако на пр. Сонблик, Сентис, Цугшпице и неки други планински врхови дубоко у копну имају минимум у фебруару, максимум у августу, док су на ниским станицама у ранијим месецима; исто тако на тропским ширинама имају Кодаиканал и Додабета минимум у јануару, максимум у мају, а базне станице Периакулам и Коимбатур у децембру, одн. априлу. Важније је, међутим, што високе планинске станице у умереном појасу имају много топлије јесени од пролећа, услед много већег вертикалног градијента у пролетњим месецима. То, и све друге особине планинских врхова, показују ови примери[2]):

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Бјелашница	(2067)	- *9·0*	- 8·1	- 6·0	-2·4	2·8	6·7	**9·1**	**9·1**	5·8	2·7	-2·5	- 5·6	0·2	18·1
Обир	(2140)	- 7·2	- 6·9	- 6·0	-2·4	2·0	5·9	**8·3**	7·8	**5**·2	1·1	-3·4	- 6·3	-0·2	15·5
Цугшпице	(2962)	-11·2	*-12·6*	-10·6	-7·7	-3·2	0·1	1·6	**1·8**	-0·4	-3·2	-7·9	- 9·8	-5·3	14·4
Сонблик	(3106)	-13·3	*-14·6*	-12·5	-9·0	-4·3	-0·9	0·8	**1·0**	-2·6	-4·7	-9·6	-11·7	-6·8	15·6

На овим су врховима јесени топлије од пролећа за 3·9°, 3·1°, 3·4° и 3·0°, а октобар од априла за 5·1°, 3·5°, 4·5° и 4·3°C.

[1]) *J. Hann,* l. c. Met. Zeitschr. 1908., стр. 30. — *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* II. Bd., стр. 323. — *F. Eredia, Temperature di Catania e dell' Etna ottenute col metodo delle differenze.* Boll. dell Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Fasc. LX. Giugno 1899. — *Wilhelm Trabert,* l. c., стр. 59. — *J. Hann,* l. c., Met. Zeitschr. 1912., стр. 436.

[2]) *Wilhelm Trabert,* l. c., стр. 84. — *Dr. A. Forster* u. *J. Hann,* l. c. стр. 4. — *Dr. Anton Huber, Das Klima der Zugspitze.* Met. Zeitschr. 1916., стр. 145—154.

По свима се овим условима планинска клима ближи односима маритимне климе, али између њих има и битних разлика. Прва је у томе, што су на планинским врховима температуре у свима месецима апсолутно ниже, и то знатно ниже, а друга, што је интердиурна промењљивост на високим станицама много већа, на шта је указано на страни 422.

Напослетку и дневни ток температура на планинама има сличности са годишњим, јер се амплитуде са висином смањују, да у слободној атмосфери, изнад планинских врхова. спадну на минимум. Али су у дневној периоди услови компликованији због већег утицаја локалних фактора. Осим тога се дневна температурна колебања са висином брже смањују од годишњих, о чему сведоче ова два примера са средњим, најмањим и највећим дневним апериодским колебањем, које је уопште веће од периодског и разлике између дневних и годишњих колебања су по томе још знатније[1]):

	φ	λ	h	зима	прол.	лето	јесен	ср. вр.	мин.	макс.	кол.
Кодаиканал	10°14	77°30′	2343	8·7°	8·9°	6·0°	6·4°	7·5°	5·6° VII	9·9° III	4·0°
Периакулам	10 9	77 33	286	12·5	14·1	12·1	10·3	12·2	9·1 XI	15·1 III	5·4
смањ. кол. за сваких 100 м.				0·18	0·25	0·30	0·19	0·23			0.06
Цугшпице	47 25	10 59	2962	5·4	5·4	5·5	5·4	5·4	4·9 XI	6·2 X	14·4
Партенкирхн	47 30	11 6	717	8·9	11·7	11·3	9·5	10·4			18·4
смањ. кол. за сваких 100 м.				0·16	0·28	0·26	0·18	0·22			0·18

Периодска дневна колебања на Цугшпице знатно су мања, у средњој год. вредности 2·0°, минимум у децембру 0·9°, а јулски максимум 3·1°.

О утицају планинских облика на величину дневних и годишњих колебања изнесени су главнији принципи раније, на стр. 401—402.

III. Подела температура изнад земљине површине

Прво је и најглавније питање у Метеорологији да се утврди, како је на земљиној површини расподељена топлота, односно њен квалитативан израз, јер у неједнакостима те поделе лежи огромна снага, која атмосферску машинерију ставља у кретање. Наиме, разлике у температурама изазивају разлике у ваздушним притисцима, а ове ваздушна кретања и све остало што је са њима у вези, а то је скуп готово свих метеоролошких појава.

Тај би се проблем лако решио ако би владала соларна клима, јер би се тада имали тачно одређени математички односи. Али је напред доста детаљно показано колико је она промењена неједнаком поделом копна и мора, облицима копнене површине, па и неким другим чиниоцима: ветровима, облачношћу, атмосферским талозима, океанским стру-

[1]) *J. Hann*, l. c., Met. Zeitschr. 1908., стр. 31. — *Dr. Anton Huber*, l. c., стр. 148 и 149.

јама и др. Тиме су нормални услови веома знатно поремећени и веома би тешко било добити иоле јаснији преглед о топлотним односима у разним пределима. Да би се то омогућило пре свега је потребно, да се неједнакости у надморским висинама, односно утицаји континенталног рељефа, као локално најутицајнијег чиниоца, по могућности елиминирају, другим речима: да се опажене температуре редуцирају на морски ниво или коју другу нивоску површину.

Али би скупљен материјал и у том случају остао непрегледан и температурни услови свију места неразумљиви, ако им се с помоћу топографске карте не утврди њихов географски положај. Тиме се долази до закључка, да ће се боља прегледност најлакше постићи ако се температуре (било сваког месеца, годишњег доба или године) свију станица унесу у карту, па се линијама повежу места истих вредности. То су *изотерме*, које дају графичку представу о температурној подели на Земљи и о томе каквих заједничких географских црта имају поједина места и на који начин разни предели утичу на температуре.

Редукција температура на морски ниво и значај изотермних карата. — За поједине области, као на пр. Тибет, чија је површина на висинама од 4500 до 5400 метара, могла би се најбоља редукција извршити приближно на те нивоске површине, било на 4500 или 5000 метара, али је за целу Земљу најпогодније да се изврши редукција на морски ниво, односно на 2 метра изнад њега, јер се све ваздушне температуре мере на тој висини. Међутим се при томе наилази на тешкоће, јер се у планинским пределима показало, колико је температурно опадање са висином променљиво, не само код разних планина, него и код исте планине у појединим месецима и на њеним разним странама, осим тога, колико се код појединих облика температурни услови разликују. Видело се, да максималне разлике у вертикалном термичком градијенту колебају од позитивних вредности (инверзија) до 0·85⁰ и да су средње вредности између 0·36⁰ и 0·67⁰, или у средњу руку око 0·55 до 0·62⁰. По томе би се у сваком планинском пределу, па чак и на његовим окрајцима, морале вршити нарочите редукције и рад би био невероватно отежан.

Са практичног је гледишта много повољније, да се за све пределе и за све месеце, односно годишња доба, узме исти редукциони фактор, а најједноставнији је од њих 0·5⁰, који је доста близак средњој вредности и са којим се најлакше рачуна[1]). Али се у том случају све станице са планинских врхова, а нарочито са стрмијих падина, морају избацити и у главном узети за подлогу станице у долинама и пределима мањих нагиба. Наравно, на тај ће начин делови земљине површине са

[1]) *Julius Hann, Zur Konstruktion der Isothermen.* Pet. Mitt. 1888., стр. 54—56.

већим термичким градијентом од редукционог фактора, изгледати да су хладнији, а код оних са мањим градијентом као да су сувише топли. Ипак, то је извесна предност оваке редукције, јер се у изотермним картама јасно указују термичке аномалије. Кад би се за сваки ограничен предео спровеле редукције према истинитим термичким градијентима у разним месецима, онда би се баш најзнатније термичке аномалије избрисале и екстремна зимска хладноћа у високим швајцарским долинама или Целовачком басену не би дошла до изражаја.

С друге се стране овим редукционим фактором температуре са карте могу лако прерачунати на њихове истините вредности, ако је позната надморска висина станице. Тако на пр. за место на 760 м. апсол. висине треба све месечне и средње годишње температуре према вредностима на картама смањити за $3{\cdot}8^0$ $(0{\cdot}5^0 \times 7{\cdot}6)$. Напослетку, температурна годишња колебања остају при истом редукционом фактору на свима станицама непроменљива. То, међутим, не би много сметало, ако се на пр. за јануар узме један, а за јули или август други редукциони фактор, јер би се тада опет, према познатим величинама редукционих фактора и апсолутних висина станицâ, могле одредити и њихове истините температуре, као и колебања.

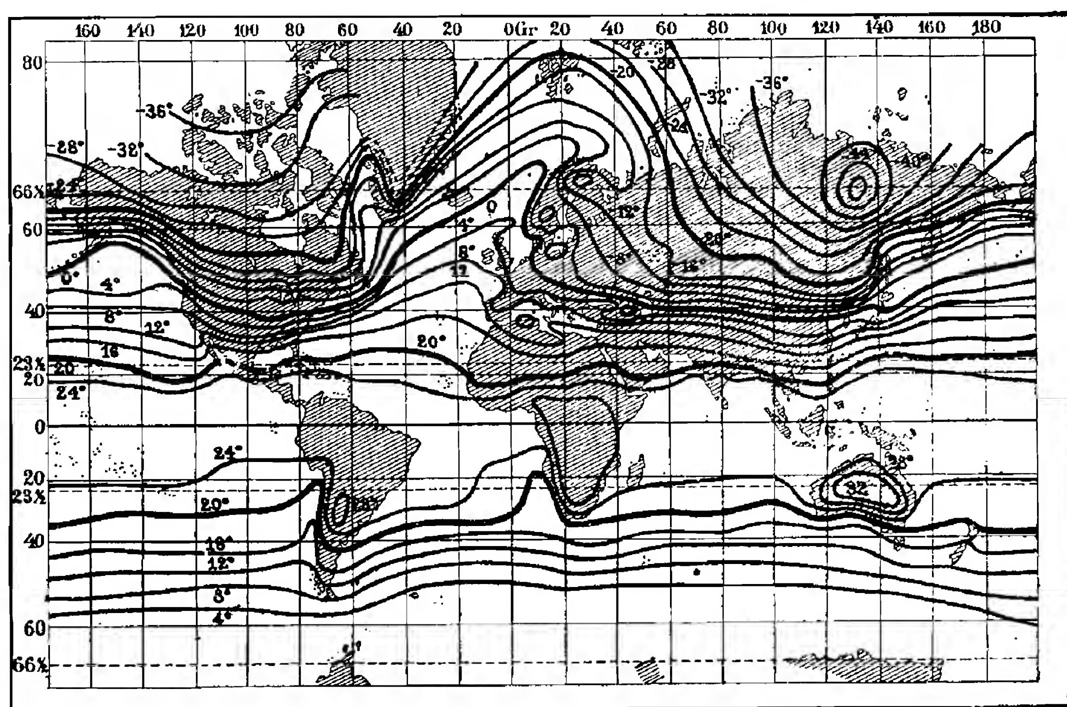
Али, не треба мислити, да су редукцијом на морски ниво *сви* орографски утицаји елиминирани, јер се онај *општи* утицај, нарочито меридијанских веначних планина, јасно огледа и у изотермним картама зимских и летњих месеца. Ако се, дакле, запита, какав значај имају изотермне карте, пошто је то питање са географског становништва важно, могло би се одговорити овако: Оне не показују како би температуре биле распоређене кад би цела земљина површина била непрекидна равница на висини морског нивоа, него баш почивају на истинитим орографским односима, са *свима* њиховим модифицирајућим дејствима, и елиминирају само непосредан утицај надморских висина на поделу топлоте на Земљи.

Подела ваздушних температура при морском нивоу. — Карта годишњих изотерми нема већи климатолошки значај, специјално за општу карактеристику климе, јер је познато, колико различитом температурном типу могу припадати места са истом средњом годишњом температуром. Из тог је разлога довољно да се посмотре односи у подели температура оних двају месеца, који су на највећем делу копнених површина најхладнији и најтоплији. За субекваторијалне је пределе свеједно ма који се месец узео, јер су тамо годишња колебања врло незнатна.

Већ се из летимичног погледа на изотермне карте види, како су на јужној полукугли правилније и по томе више одговарају теоретским условима, због много већих океанских површина. С друге се стране у свима месецима показује, да се исте изотерме на северној и јужној по-

лукугли изнад тропских океанских површина од Истока ка Западу све више удаљују и да је екваторијалан појас стално високих температура при источним обалама океана ужи, но што је при западним. Та разлика се своди на екваторијалне океанске струје, које топлу воду односе према западним обалама, а на источним добијају као накнаду хладније воде са већих географских ширина[1]).

Јануарске изотерме представљају поделу температура у типском зимском месецу северне и летњим јужне полукугле. Из графичког се приказа види, да је правац изотерми у тропском појасу релативно правилан и према већим јужним ширинама све правилнији, док на већим ширинама северне полукугле све више одступа од нормалних услова (скица 177.). У том је месецу појас највеће топлоте померен знатно на Југ. Изотерма од 24^0, која би се могла схватити као поларна граница



Скица 177. — Подела ваздушних температура у јануару (по *Köppen*-у).

екваторијалне топлоте, пружа се на северној полукугли већином јужније од 20^0 шир., док је на јужним континентима помакнута много јужније, скоро до јужних обала Аустралије и Африке, а у Јужној Америци приближно до 37^0 шир. Најтоплији су предели у томе месецу око јужног повратника: у унутрашњости Јужне Америке, Африке и Аустралије, где су средње температуре веће од 28^0, а у пустињским деловима Аустралије и преко 32^{0}C. У Африци изотерма од 28^0 прелази преко екватора

[1]) в. одељак *Океанске струје*.

скоро до 10⁰ сев. шир. и обухвата извориште Нила, Конго и југоисточан део Судана. Због великог пространства копна ту је највећа површина топлија од 28⁰, скоро двапут већа но што је на оба друга копна скупа. Али врло близу ових предела, дуж западних копнених обала, изотерме су јако извијене и скренуте из хоризонталног пружања, у правцу упоредника, скоро меридијално према екватору, нарочито изразито уз западну обалу Јужне Америке и Африке. Ту се изотерма од 24⁰ повукла скоро до Лиме, односно до ушћа реке Лоанда. То указује на прохладност летњих температура изнад океана, које су последица дубинске, хладне океанске воде уз западна континентална приморја на субтропским ширинама[1]).

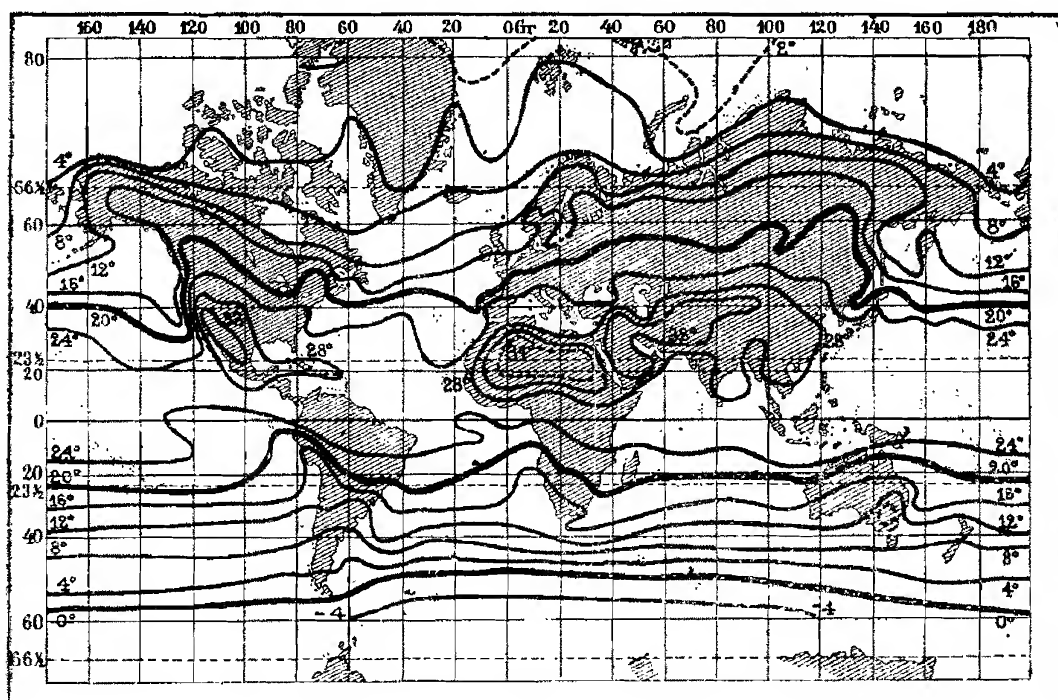
На северној полукугли изотерме од 24⁰, 20⁰ и 16⁰ имају релативно правилно пружање, али се код двеју последњих већ назире како су изнад Атлантског и Тихог Океана испупчене према Северу. Још северније од 40⁰ сев. шир. јављају се највећа одступања, толико велика да изотерме добију сасвим неправилан правац пружања. У то су доба евразијски и северно амерички континент јако расхлађени, док су океани у односу према њима релативно топли и, што је још важније, уз њихову североисточну обалу су несразмерно загрејани у пределу Голфске струје, а слабије у пределу Курошиво струје, које су пореклом са екваторијалних и тропских ширина. Из тих се разлога изотерме око најхладнијег предела у Сибирији, Верхојанска (67⁰33′ сев. шир., 133⁰24′ ист. дуж., 100 м.), са средњом јануарском температуром —50·5⁰, извијају у лучном облику и испупчене су према екватору, док су изнад океанских површина јако испупчене према полу, одговарајући већим океанским температурама и правцу кретања топлих струја, а уз сама приморја великих и поларних ширина пружају се скоро упоредно са обалама.

То исто се понавља и у Северној Америци, али не онако изразито, због мање површине расхлађеног копна. Ту је најнижа температура у северноамериканском арктичком архипелагу око Џонес Саунда (76·6⁰ сев. шир., 87·1⁰ зап. дуж.) тек —36·8⁰, али су зато висоравни унутрашњих делова северног Гренланда веома хладне, где би редуциране температуре вероватно спале до —40⁰C. У Северној Америци нема изразитог језгра хладноће као што је Верхојанск. Курошиво није ни близу онолико топла као Голфска струја, уз западне обале пружају се веначне планине и с тога изотерме нису нигде потпуно затворене (кружног облика), нити су на западној половини тога континента онолико поремећене, као што су у Европи и Западној Сибирији. Изотерма од —20⁰ пружа се од Нортоновог Залива на Југоисток до Винипега (50⁰ сев. шир.), а затим на ИСИ до обале Лабрадора, одакле се дубоко увлачи у Девисов Мореуз,

[1]) в. поглавље *Хладна дубинска вода уз западна приморја.*

до 74⁰ сев. шир. Даље се прилагођава западним, јужним и југоисточним обалама Гренланда и у великом луку скреће на Север до 81⁰ сев. шир. изнад Шпицбергена, па преко Маточкин Шара (Новаја Земља), средњег тока Печоре, Тоболска, Томска, Иркутска и Урге продужује се кроз Монголију, по 46⁰ сев. шир., и преко средњег дела Сахалина и Камчатке до Нортоновог Залива на 65⁰ сев. шир.

Јулске су *изотерме* друкчијих облика и уопште су много неправилније (скица 178.). На први се поглед види, да су на северној полукугли много разређеније, т. ј. температуре ка већим географским ширинама спорије опадају него у јануару. Подела јулских температура на северној полукугли последица је релативно хладних океана и јаке загре-



Скица 178. — Подела ваздушних температура у јулу (по *Köppen*-у).

јаности великих континената око северног повратника и далеко на умереним ширинама. Зато је изотерма 24⁰ на копнима помакнута далеко на Север. Она се од 40⁰ сев. шир. на источним обалама Јапана постепено спушта преко Тихог Океана ка екватору, до 20⁰ сев. шир., па се од меридијана 120⁰ зап. дуж. испне отприлике до 44⁰ сев. шир., обухватајући по линији Блу Маунтс-Вошингтон све јужније државе Сједињених Држава, а одатле се преко Атлантског Океана понова спушта ка Југу до 22⁰ сев. шир. на западној обали Африке. Уз њу се диже на веће ширине и преко Шпаније, Паданске долине и Балканског Полуострва наставља се јужном и источном обалом Црног Мора по 48⁰ до 50⁰ сев. шир., да од 120⁰ ист. дуж. нагло скрене на ЈИ до Жутог Мора и пређе до

источне обале Јапана. Спуштање ове изотерме ка мањим ширинама при западним обалама континената опет је последица дубинске хладне воде уз њих, као и на јужним субтропским ширинама.

Изотерме са мањим температурама, које се пружају преко већих ширина, на копнима су много више испупчене према половима од изотерме 24⁰, док су над океанима слабије извијене према екватору.

На јужној је полукугли изотерма 24⁰ исто онако неправилна и у главном у истом смислу поремећена као што је у јануару, само са том разликом, што је сада помакнута много северније: уз западне обале Јужне Америке и Африке преко екватора, на северне ширине, а иначе приближно до 15⁰ и 10⁰ јуж. шир. Између тих двају изотерми има врло великих простора са већом средњом температуром од 28⁰, али сви они леже на северној полукугли. Скоро цела субтропска и тропска Африка и Азија, са изузетком екваторијалних предела, обухваћена је том изотермом: цела Сахара са Суданом и Абисинијом, Арабија, Персија, Туркестан, Афганистан, Белуџистан, највећи део Кине и велики делови Предње и Задње Индије, а доста велики простори и у Северној Америци. Али је у унутрашњости Африке највећи део Сахаре обухваћен изотермом 34⁰; то је област најтоплијих лета на Земљи. Поред ње има у унутрашњости Арабије, Месопотамије, Ирана и доњег тока Индуса мањих предела са редуцираним температурама до 35⁰. У Северној је Америци изотермом 32⁰ обухваћен северни део Мексика, од северног повратника на више, и област Кордиљерâ са пустињама и висоравнима на западном делу копна, приближно до 40⁰ сев. шир. Та област је елиптична, у правцу СЗ-ЈИ. Најтоплији предео је једна депресија у јужној Калифорнији, која је позната под именом Долина Смрти (Death Valley). Ту је на Гринланд Ранчу (36⁰27′ сев. шир., 116⁰50′ зап. дуж., —54 м.) средња јулска температура 37·1⁰C[1]).

Према већим ширинама јужне полукугле изотерме добијају све правилније облике, али су према јануарским све помакнуте Северу. И овде су изотерме 20⁰ и 16⁰ уз западну обалу Африке и Јужне Америке испупчена према екватору, из истих разлога као и у јануару.

Нарочити и општији значај имају изотерме 20⁰, 10⁰ и 0⁰ у најтоплијем месецу, јер се прва у главном подудара са поларним границама многих културних биљака (кукуруз, винова лоза, врсте племенитих воћака и др.), а друга приближно одговара поларној граници шума. Ова, међутим, има значај само за северну полукуглу, јер на јужној јануарска изотерма од 10⁰ пролази јужније од најјужнијих делова континената. Тиме се може протумачити на први поглед чудновата чињеница, да око Верхојанска,

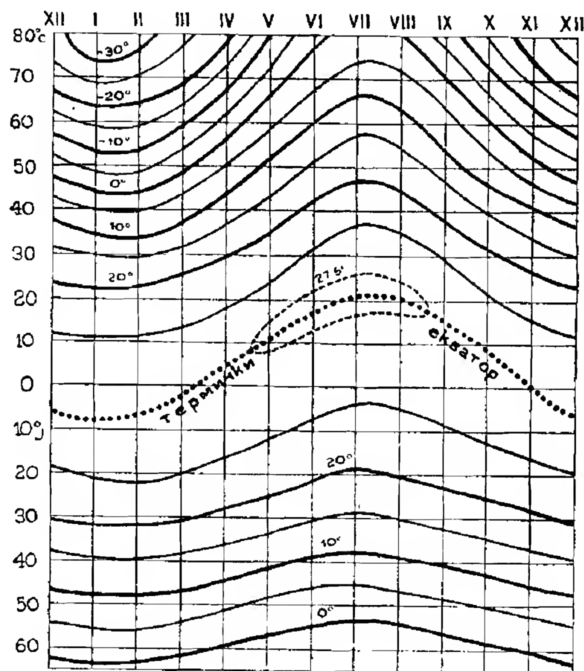
---

[1]) *G. H. Wilson, The Hottest Region in the United States.* Monthly Weather Review. Vol. 43. 1915., стр. 278—280.

зимског језгра хладноће, има четинарских шума, јер му је средња јулска температура 15·4°C. Напослетку је на северној полукугли јулска изотерма 0° помакнута сасвим према полу и једино се у унутрашњости Гренланда спушта до 68° геогр. шир. Зато у свима арктичким пределима има довољно услова за развитак ниских облика вегетације: трава и маховине, па по томе и погодност за копнене сисаре, који се хране биљем, а посредно и за човека. На јужној полукугли тих услова нема, јер је антарктичка област целе године изложена мразу.

Годишње изотерме имају на умереним и већим ширинама донекле облик пролетњих и јесењих изотерми и у главном показују средњи однос између јануарских и јулских. Ипак на умереном и поларном појасу северне полукугле имају и годишње изотерме много више сличности са јануарским, него са јулским, а то приближно вреди и за умерене ширине јужне полукугле. Једино тропски појас има у годишњим изотермама изразитији јулски тип, са том разликом, што су помакнуте нешто јужније.

Средње температуре упоредника и Земље. — С помоћу изотермних карата могу се прорачунати средње температуре упоредника, ако се на географским картама одреде температуре на пресеку сваког десетог подневка са сваким десетим упоредником. Тада се за сваки упоредник добију 36 вредности, а дељењем збира са бројем одређених вредности његова *просечна* или *нормална температура*. При томе не треба заборавити, да су на разним упоредницима копно и море подељени у врло несразмерном односу[1]), а у нормалним се температурама баш то огледа. *Хопфнер*[2]) је према новијим изотермним картама одредио нормалне температуре упоредника од 80° сев. до 60° јуж. шир., за сваки месец, и према његовим подацима су нацртане термоизоплете Земље у скици 179. Из скице се непосредно види, како су температурни услови на северној и јужној полукугли различити, јер су на првој изоплете на већим ширинама много



Скица 179. — Термоизоплете Земље.

[1]) в. *Хоризонтална подела копна и мора,* стр. 232.

[2]) *Dr. Friedrich Hopfner, Die thermischen Anomalien auf der Erdoberfläche* Pet. Mitt. 1906., стр. 32—36, са 1 скицом у тексту и 3 карте.

извијеније од оних на другој и колебања уопште већа, са изузетком тропских ширина. Та знатна извијеност изоплета и знатно повећана колебања последица су велике нагомиланости континенталних маса на умереном појасу северне полукугле. На јужној полукугли у много већој мери превлађују морске површине и зато су термоизоплете блажијих облика, а температурно колебање мање.

Ако се, поред Хопфнерових вредности, узму и ранија одређења, а за арктичке и антарктичке области новије температуре упоредника[1]) и из свију изведу средње вредности, добиће се за средње месеце годишњих времена и за годину ове нормалне температуре:

	средња температура					колебање	удео копна
геогр. шир.	година	јануар	април	јули	октобар		у %
90° сев.	—22·7°	—41·0°	—28·0°	—1·0°	—22·7°	40·0	—
80	—17·1	—32·2	—22·7	2·0	—17·1	34·2	20·0
70	—10·7	—26·3	—14·0	7·3	—10·7	33·6	53·1
60	1·1	—16·1	— 2·8	14·1	— 1·1	30·2	61·0
50	5·8	— 7·2	5·2	17·9	5·8	25·1	57·8
40	14·1	5·5	13·1	24·0	14·1	18·5	45·1
30	20·4	14·7	20·1	27·3	20·4	12·6	43·5
20	25·3	21·9	25·2	**28·0**	25·3	6·1	31·5
10	**26·8**	25·8	**27·2**	27·0	**26·8**	1·4	24·2
0	26·3	**26·5**	26·6	25·7	26·3	0·9	22·3
10° јуж.	25·5	26·4	25·9	23·0	25·5	3·4	20·1
20	23·0	25·3	24·0	19·8	23·0	5·5	23·8
30	18·4	21·6	18·7	14·5	18·0	7·1	20·3
40	11·9	15·4	12·5	8·8	11·7	6·6	3·8
50	5·4	8·4	5·4	3·0	4·8	5·4	1·9
60	— 3·2	3·2	—	— 9·3	—	12·5	0·1
70	—12·0	—1·2	—	—21·0	—	19·8	71
80	(—20·6)	(—4·3)	—	(—28·7)	—	(24·4)	100
90	(—25·0)	(—6·0)	—	(—33·0)	—	(27·0)	100

По овој се таблици и скици 179 добијају за Земљу као целину ове чињенице: Појас најјачег загревања, *термички екватор,* не налази се у средњим годишњим температурама упореднико̑ на екватору, него је по-

---

[1]) *R. Spitaler, Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche.* Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LI. 1895. — *S. F. Batchelder, A New Series of Isanomalous Temperature Charts, based on Buchan's Isothermal Charts.* Amer. Met. Journ. Vol. X. 1893/94., стр. 451—474. — *The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896.* Scientific Results edited by Fridtjof Nansen. Vol. VI. *Meteorology by H. Mohn.* Christiania, London, Leipzig 1905., 659 стр. — *Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903.* Im Auftrage des Reichamtes des Inern hrsg. v. Erich v. Drygalski Bd. III. — *Meteorologie Bd. I.* Berlin, Georg Reimer 1911. — *Dr. Julius Hann, Handbuch d. Klim.* III. Band., стр. 694.

макнут до 10⁰ сев. шир., а у северном лету отприлике до северног повратника, док се при јужном лету одмакне тек нешто јужније од екватора, до 4⁰ јуж. шир. Такав положај термичког екватора условљен је великим пространством копнених маса на субтропским ширинама северне полукугле, које се због тога уопште јаче загревају. Од термичког екватора према половима температуре у свима месецима опадају, најбрже између 40⁰ до 70⁰ геогр. шир., а спорије у тропским и поларним пределима. За време северне зиме температуре се на тој полукугли од места најјачег загревања до пола смање за 67·5⁰, а при јужној зими на јужној полукугли за 61⁰, док су за средњи летњи месец обеју полукугала одговарајуће вредности 29⁰, односно 32·5⁰С. Зими су, дакле, температурне разлике веће на северној, а лети на јужној полукугли, али се то у оба случаја догоди у јануару. Ако се упореде температуре истих упоредника на северној и јужној полукугли и њихова годишња колебања видеће се, да је у години северна полукугла на свима ширинама топлија од јужне, а исто тако и у најтоплијем месецу. Међутим је у најхладнијем месецу обеју полукугала северна од пола до 35⁰ шир. хладнија, а одатле до екватора нешто топлија од јужне. Али се много веће разлике показују у колебањима; она су на северној полукугли, изван тропских ширина, много већа, просечно за 13⁰ већа од годишњих колебања на јужној полукугли. По нижим температурама и мањим колебањима јужна полукугла има више тип океанске климе, што се потпуно слаже са чињеницом, јер на њој око 81% површине отпада на океан. Ти су односи још јаснији ако се изведу средње температуре за обе земљине полукугле и за целу Земљу:

	година	јануар	јули	кол.
сев. полукугла	15·2⁰	8·0⁰	22·5⁰	14·5⁰
јужна "	13·4	17·3	10·3	7·0
цела Земља	14·3	12·6	16·4	3·8

На јужној је полукугли средња годишња температура за 1·8⁰ нижа, а колебање за половину мање него на северној. Осим тога је северна полукугла у средњем зимском месецу за 2·3⁰ хладнија од јужне, а у средњем зимском месецу за 5·2⁰ топлија. Али, пошто хладна зима северне полукугле пада у исто време за прохладним летом јужне, сасвим је појмљиво што је и цела Земља у јануару за 3·8⁰ хладнија него у јулу, када се спаја топло лето северне полукугле са благом зимом јужне, и ако је Земља у то доба у афелу. Средња земљина годишња температура је 14·3⁰, отприлике онолика као на 40⁰ сев. шир.

Ако се упореде односи из горње таблице са односима модифициране соларне климе, у таблици на стр. 373., јасно ће се видети, колико су велике разлике између првих и других. Оии у главном почивају на много већој нагомиланости копна на северној полукугли, а с друге стране на

утицају топлих океанских струја, пореклом са екваторијалних предела. Струје стално доносе већим географским ширинама при западним обалама континената огромне количине топле воде, која се тамо нагомилава, услед сужености копна на субарктичким ширинама, и има знатан загревајући утицај ни околину, док тих чинилаца на већим јужним ширинама нема.

Термичке аномалије. — Појам термичких аномалија увео је у климатолошку литературу *Дове*[1]), у половини прошлог столећа, у исто време када је први одредио нормалне температуре упоредника, према тадашњим подацима. С помоћу ових се може извести за свако место на истом упореднику одступање његове температуре од нормалне вредности, а то је његова *топлотна* или *термичка аномалија.* Она је позитивна, ако је место према просечној температури упоредника топлије, а негативна ако је хладније. Ако се све добијене вредности унесу на географску карту и места истих аномалија повежу линијама добиће се *изаномале* или линије истих температурних одступања од просечних вредности. Оне су могу одредити за сваки месец, годишње доба или годину и дају још очигледнију слику о неправилностима у подели температура на Земљи.

Изаномале у *Дове*овом смислу базирају на одступањима од просечних температура сваког упоредника, и за обе полукугле засебно (као хемисферске изаномале), док их је *Села* прорачунао друкчије[2]). Он узима као нормалну температуру средњу вредност истог северног и јужног упоредника, и да би се добила сагласност спајају се јануарске температуре на северној полукугли са јулским јужне полукугле, априлске са октобарским и т. д., чиме добија холосферске (целе земљине кугле) изаномале. Разлике између једних и других су код средњих годишњих вредности незнатне, код екстремних су месеца веће, али више по величини одступања него по облику. Код холосферских изаномала су аномалије изнад континената изразитије, а изнад океана ублажене, највише на средњим ширинама. Али је за опште потребе довољно, да се посмотре карте хемисферских изаномала за јануар и јули.

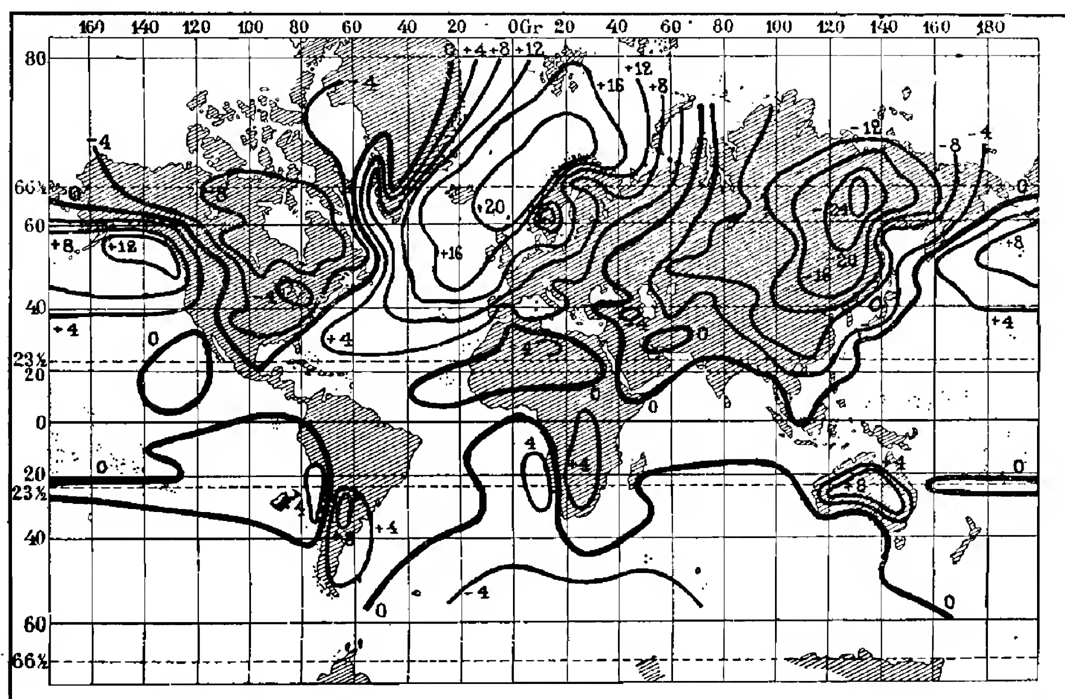
У *јануару* су скоро цела Азија и Северна Америка сувише хладне, са изузетком најјужнијих делова Азије и западног америчког приморја (скица 180.). Средишта максималне негативне аномалије су око Верхојанска (—24°) и Хедзоновог Залива (— 8°). Океани северне полукугле имају позитивне аномалије, која је највећа на североисточном делу Атлантског Океана, преко + 20°, а на Тихом је Океану на истом делу нешто већа од + 12°. Али позитивне аномалије нису ограничене само

[1]) *Heinrich Dove, Die Verbreitung der Wärme auf der Erdoberfläche der Erde.* 1852.

[2]) *Erminio Sella, Über atmosphärische Isanomalen der Temperatur.* Met. Zeitschr. 1896., стр. 161—166 са 3 карте изван текста.

на океане него обухватају и околне делове континената, ма да се са удаљавањем од обала смањују. Цела Европа до линије северни део Урала, Москва, Кијев, Јекатеринослав има позитивне аномалије, као и југоисточан и јужни део Гренланда, западно приморје Северне Америке до Стеновитих Планина и до мексиканске Сиера Мадре.

На јужној су полукугли у јануару, као средњем летњем месецу, копна карактеризована позитивним аномалијама, са изузетком западне обале Јужне Африке и западног приморја Јужне Америке. Највећа је позитивна аномалија у централним, пустињским пределима Аустралије (преко $+8^0$) и Аргентини, западно од десних обала Паране (до $+8^0$), док

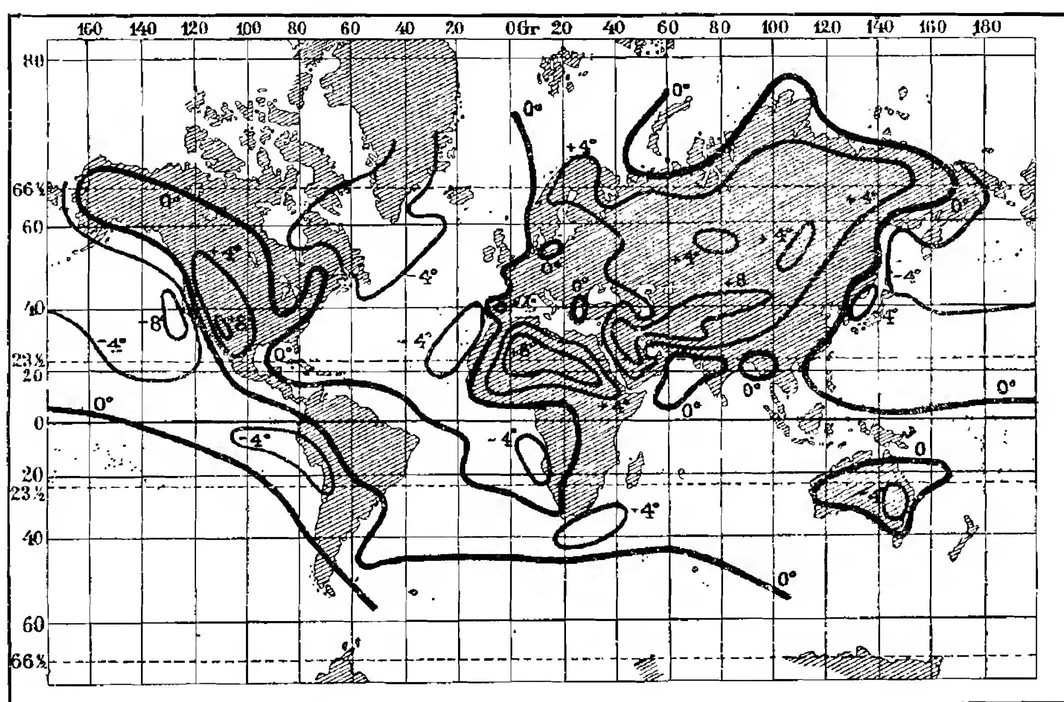


Скица 180. — Јануарске изаномале (по *Köppen* у)

је у унутрашњости Јужне Африке нешто већа од $+4^0$C. На јужним океанима ретко где има негативних аномалија. Осим оних, које су споменуте, већа је негативна аномалија на Атлантском и Индијском Океану од 30^0 зап. до 70^0 ист. дуж. и од 50^0 јуж. шир. на Југ.

У *јулу* је, из познатих узрока, подела изаномала супротна од јануарских: континенти северне полукугле имају позитивне, а океани негативне аномалије, ма да ни једне ни друге нигде не достижу максималне вредности јануарских изаномала (скица 181). Цела Евразија има позитивне вредности, са изузетком Велике Британије и Португалије, извесног дела Источног и Егејског Мора, најсевернијих делова Русије и Западне Сибирије и источног азијатског приморја. Сувише је топла и Северна Америка, осим уског западног приморја, широког појаса на

источном приморју и целог североисточног дела Британске Северне Америке, где се чак јавља и велика негативна аномалија (преко -4^0), која обухвата већи део Лабрадора и јужни део Гренланда. Африка има такође највећим делом позитивне аномалије, осим на северозападном приморју и на целом западном приморју јужне половине. У Јужној Америци су изаномале само на североисточној половини позитивне, као и јужној Чили, Патагонији и Огњеној Земљи, док су у целом осталом делу негативне. Цела Аустралија има негативне аномалије, са изузетком северних и јужних обала. Максимум позитивних аномалија јавља се у три разне области: у Калифорнијским пустињама, у Сахари, у Арабији — Персији — Туркестану — пустињи Гоби, али нигде нема веће вредности



Скица 181. — Јулске изаномале (по *Köppen*-у)

од $+10^0$. На океанима су највеће негативне аномалије уз западна приморја јужних тропских ширина и северних субтропских и умерених ширина, свугде преко -4^0, а на Тихом Океану, уз западну обалу Северне Америке, преко -8^0C.

Годишња подела изаномала одговара у тропским пределима више јулским условима, са највећим позитивним аномалијама у пустињама Северне Америке и Сахари, а на већим географским ширинама северне и јужне полукугле више јануарским условима: максимална позитивна аномалија на северним океанима и под субтропским ширинама у централним деловима јужних континената.

Континенталитет и океанитет местâ. — Просечна температура упоредникâ може се за сваки месец, годишње доба и годину одредити и једноставном емпиријском формулом, у којој улази у рачун интензитет сунчевог зрачења и удео копна на одређеном упореднику[1]). Али се, с друге стране, с помоћу познате температуре извесног места, може са истом формулом прорачунати његов степен континенталности *n*. Ако се те вредности одреде за сва места, на којима се пресецају упоредници и подневци, и унесу у географску карту, па исте вредности међусобно повежу, добиће се линије истог континенталитета и океанитета. И оне се од месеца до месеца мењају, јер копно и море имају свој особен утицај, а у великој мери и ветрови. У пределима врло изразитог континенталног или океанског положаја ти утицаји се толико повећају, да *n* може постати веће од 100% или добити негативну вредност, т. ј. да предели имају још континенталнију или још више океанску климу но што би било, да је цела полукугла искључиво копнена или океанска. То су суперконтинентални, односно суперокеански предели. Област екстремног суперконтиненталитета јавља се у јануару око азијатског језгра хладноће. У томе месецу поларни, северозападни ветрови преносе хладноћу до 40° сев. шир. и јужније те настану и сувише ниске температуре, каквих не би било при искључиво копненој полукугли, јер не би било узрока да се језгро хладноће развије много даље од пола. Али је ова и у летњим месецима суперконтинентална област, јер се утицаји океана осећају јужније, а до ње не допиру. У нормалним је случајевима граница између океанске и континенталне климе 50%.

Просечна се вредност о континенталности местâ добија, ако се прорачуна према разликама између јануара и јула. Ако су t_1 и t_2 темпетуре јануара и јула, S_1 и S_2 интензитет сунчевог зрачења, тада ће *n* бити изражено једначином[2]):

$$n = \frac{(t_1 - t_2) - 15{\cdot}94\,(S_1 - S_2)}{130{\cdot}61\,(S_1 - S_2)}$$

По томе прорачунавању чисту континенталну климу има Сахара, јужни део Арабије, источна обала Аралског Језера, околина Балкаш Језера, слив Јенисеја са Тунгуском и притокама, најпосле Острва Нове Сибирије и Тајмир, вероватно због залеђености, а у североисточној је Азији суперконтиненталитет до 130%, по меридијану 130° ист. дуж. од 66° до 60° сев. шир. У северозападном делу Северне Америке континенталитет је повећан до 90%, као и око Винипег Језера и слива реке Рио Гранде ди Норте, док је у субтропским континенталним пределима знатно мањи:

---

[1]) *R. Spitaler*, l. c.

[2]) *Dr. Rudolf Spitaler, Klimatische Kontinentalität und Ozeanität.* Pet. Mitt. 1922. стр. 113, са две карте изван текста.

у централним деловима Аустралије преко 60%, у Јужној Америци по 65° зап. дуж. од 30° до 38° јуж. шир. 0·40%, а код унутрашњих висоравни јужне Африке 0·30%.

Област чистог океанитета ограничена је на јужне океане, јужније од 35° и 40° шир. Већи се поремећај јавља на ивичним морима Источне Азије, јер се хладноћа зимских ветрова осети далеко на Тихом Океану и с тога линија 50% лежи источно од Камчатке и Јапана, те Охотско, Јапанско и Жуто Море имају више континенталан него океански тип климе.

У Европи се гранична линија од 50% провлачи од ушћа Печоре на Архангелск, јужном обалом Белог Мора преко северног дела Финске у Шведску, па преко Балтичког Мора на Улеаборг, Петроград, Вилну, Краков, Гренобл, Ливорно, Рим, Бари и на Север у луку преко Јадранског Мора, обухватајући део Далмације линијом Паг—Метковић, па од Драча преко Патраса до Атине. Велика Британија има највећи океанитет од 10 до 25%, а највећи је континенталитет у Бугарској, већи од 65%. У нашој је држави континенталнија од 60%, а мање од 65%, Војводина (са Сремом), источна половина Босне и Црне Горе, цела Србија и Македонија, а од 60 до 50% све остало, осим јадранског приморја западно од линије Паг—Метковић, где је мањи од 50%; најмањи је континенталитет на јадранским острвима од Хвара до 41° сев. шир., која су обухваћена вредношћу 45%, мањом од граничне вредности.

Ваздушни притисак

У случају да су ваздушне температуре свугде једнаке ваздушан се притисак не би мењао, него би се једино смањивао са надморским висинама. То смањивање је толико правилно, да се може изразити прецизном формулом, с помоћу које је омогућено и тачно одређивање разлика у надморским висинама појединих места[2]). Али је познато, да се температура на свима местима од часа до часа мења, па се — према познатим везама између промена у температурама и у запремини ваздуха — мора закључити, да ће се у исто време мењати и ваздушан притисак. По теорији би требало, да је при вишим температурама притисак мањи, а при нижим да је већи. Ако је ваздушан притисак већи но што одговара надморској висини места говори се о *високом*, а ако је мањи о *ниском притиску*. Из тих промењљивих барометарских стања прорачунавају се средње вредности за поједине дане, месеце и за годину, отприлике исто онако као за температуре.

Дневно колебање ваздушног притиска. — У току дана се ваздушан притисак толико правилно мења, да му је дневна периода

---

[2]) в. поглавље *Ваздушан притисак и његово опадање са висином*, стр. 349—353 и *Методе за одређење висина: 4. Барометарска метода мерења*, стр. 82—84.

откривена већ крајем XV. столећа у Сенегамбији. Појављују се, наиме два максимума и два минимума, први између 9 и 10 часова ујутру и увече, а други око 3 и 4 часа по подневу и по поноћи, али је дневни максимум и минимум већином изразитији од ноћног. Осим тога се разлика између најнижег и највишег притиска смањује од екватора према половима, исто онако као и дневна температурна амплитуда. О свему овоме сведоче ови примери, у којима су изнесена одступања од средњих вредности[1])

	φ	Пћ	2а	4	6	8	10	Пд	2р	4	6	8	10
Батавија	— 6°11′	0·65	—·08	—*·35*	·16	1·01	**1·18**	·08	—1·17	—*1·62*	—·84	·24	**·90**
Монтевидео	—34 52	·15	—·07	—*·20*	·14	·57	**·66**	·25	—·38	—*·62*	—·50	—·13	**·17**
Упсала	59 52	·10	·03	—*·07*	—·06	·04	**·16**	·07	—·09	—*·17*	—·13	·01	**·11**

Колебање је у Батавији 2·80, у Монтевидеу 1·28, а у Упсали тек 0·33 мм. Годишња доба утичу на дневно колебање притиска у толико што се фазна времена померају: у зиму се јутарњи минимум појави на 1 до 2 часа доцније, а поподневни 1 до 2 часа раније према временима код годишњих минима, док су лети оба минимума помакнута за 1 до 2 часа у супротном правцу, а слично се догађа и код максимâ. У централним деловима континената колебање је веће но у приморју, на низијама веће но што је на висинама, лети веће него зими, у сушним временима веће него у кишним, и уопште највеће у оном месецу, који је уједно најсувљи и најтоплији. На већим ширинама има већи значај положај места према морској обали, јер је на приморским станицама поподневни минимум врло слаб, а на станицама даље од приморја развијенији. Исто се тако планински врхови ближе типу дневног колебања на приморју, а долине и депресије континенталном типу и то толико изразито, да Боцен, Целовец, Иркутск имају само по један максимум и минимум, први у 8^hа, други у 4^hр.

Дневно је колебање барометарског стања са физичког гледишта интересантно, али нема климатолошки значај. Оно се сматра као комбинација дневне (24-очасовне) и полудневне (12-очасовне) периоде, од којих прва одговара дневним температурним променама и подлежи врло великим локалним поремећајима, те је из ње тешко издвојити општи терестријски удео, док друга има врло правилан ток и много веће колебање од дневног. Док се раније веровало, да се дневно колебање притиска своди на различите узроке, сада се као његов вероватан узрок узима само дневно колебање температура. 24-очасовно колебање ваздушног притиска толико одговара дневном температурном току, да им је тесна веза одавна утврђена, која је много јаснија ако се хармоничком анализом и температуран ток разложи у више периода неједнаког трајања. Тада 24-очасовна амплитуда ваздушног притиска и температура има

[1]) *J. Hann, Die Resultate 25jähriger meteorologischer Beobachtungen in Batavia.* Met. Zeitschr. 1893., стр. 353—356. — *J. v. Hann, Täglicher Gang des Luftdruckes zu Montevideo.* ibid. 1913., стр. 245. — *J. Hann, Lehrb. d. Met.,* стр. 183.

највећу вредност лети, а најмању зими, осим тога екстреми обеју периода падају приближно у иста времена и то тако, да се висок притисак поклапа са ниском температуром и обратно.

Много је теже да се и полудневна периода притиска објасни на исти начин, јер је амплитуда код полудневне температурне периоде много мања но код 24-очасовне, док је код притиска обрнут случај. Ипак се те неједнакости могу довести у сагласност, ако се пође од познатих услова код звука, који се ресонанцијом појачава, док дисонанцијом слаби. На основу сличног расуђивања *Хан* закључује, да би на исти начин и врло слаб полудневан температуран талас био довољан да изазове врло изразит талас ваздушног притиска са истом периодом[1]).

Фрике је недавно изнео друго гледиште, полазећи од *Ајнштајн*ове гравитацијоне теорије, по коме тежа и инерција имају исти узрок и зато говори о пољу инерције. На ту и старију *Фарадеову* и *Максвелову* теорију етера *Фрике* надовезује своје мишљење: да су тежа и инерција мање особине „маса", а више напони, појаве притиска и отпора околнога етера[2]).

По Њутновој се формули може прорачунати, да је непосредно гравитацијоно деловање Сунца на Земљу око 200 пута веће од месечевог и могла би постојати деловања теже, која следују *само* Сунцу. Али се по Њутну привлачност сунчеве масе на Земљу не осећа, јер је изравната центрифугалном снагом, ма да је физички вероватније, да обе снаге стављају земљино тело у известан унутрашњи напон у пољу теже и инерције — сличан напонима у Фарадеовом електромагнетном пољу снага —, које би показивало уздужно ширење и попречно стезање.

Међутим Земља у томе пољу не мирује него се непрестано обрће и свако је место земљиног обима неизменично по шест часова изложено притиску, а шест ширењу. Тиме је атмосфера стављена у наизменичне осцилације, које су најјаче тамо, где је Сунце у зениту посматрача. По теоретском прорачунавању се показује и бројно подударање, јер би цела амплитуда осцилације одговарала четвороструког вредности од 0·6‰ земљине теже, а то је приближно 2 мм. у колебању ваздушног притиска, али Фрике не доказује зашто се максима не јављају при сунчевим горњим и доњим кулминацијама, т. ј. око 3 до 4 часа раније него у истини, осим ако се не задоцне због инерције.

---

[1]) *J. Hann, Weitere Beiträge zu den Grundlagen für eine Theorie der täglichen Oscillation des Barometers.* Met. Zeitschr. 1898., стр. 361—387. Чланак, у коме је теорија дневних промена у ваздушном притиску приказана јасно и без употребе више математике. — в. и *W. Trabert, Die Theorie der täglichen Luftdruckschwankung von Margules und die tägliche Oscillation der Luftmassen.* ibid. 1903., стр. 481—501, 544—562.

[2]) *H. Fricke, Die tägliche Doppelschwingung des Luftdrucks als Wirkung der Schwerkraft.* ibid. 1922., стр. 247—248.

Годишње колебање ваздушног притиска. — Годишње промене у барометарском стању последице су температурних колебања и из тог су разлога у екваторијалним пределима врло мале, а према већим се ширинама колебање врло неправилно повећава. Одговарајући годишњем току температура јављају се и код колебања ваздушног притиска по два максимума и два минимума, али се максима притиска приближно подударају са минимима температура и обратно. На умереним ширинама јасно су изражени утицаји неједнаког загревања и хлађења копнених и океанских површина: зими су високи притисци изнад знатно хладнијег копна, а лети изнад релативно хладнијих мора, док су ниски притисци лети изнад јако загрејаног копна, а зими над топлијим океанским површинама.

Око приморја настаје мешавина ових типова, која се очитује у два максимума ваздушних притисака око оба солстиција и два минимума између њих, у времену око равнодневица. Исто се тако по два максимума и два минимума јављају на арктичким и субарктичким ширинама, око Леденог Мора, само су им места променута: максима су у једном од пролетњих и јесењих месеца, а минима између њих, али је главан максимум у пролетњем, а минимум већином у зимском месецу, те се гдегде појави само по један максимум и минимум.

Планински врхови имају опет самосталан значај и годишње колебање ваздушног притиска одговара океанском типу, али су узроци њихова постанка различити, бар с погледом на планине дубоко у копну. На њима је летњи максимум последица прегрејаних равница, долина и басена, услед чега се образују јаке асцендентне струје, којима се притисак на висини повећава, док је зимски минимум изазван спуштањем расхлађеног ваздуха и његовим таложењем у најнижим деловима. Из тих је разлога природно, што се годишња колебања у ваздушном притиску према планинским врховима повећавају. Тако је на Бјелашници годишње колебање барометра 8·7 мм., а на врху Сонблика 11·1 мм., док је с друге стране у Форт Виљему 4·1 мм., а на Бен Невису 8·4 мм.

Као примери годишњег тока могу послужити[1]): за екваторијалан тип Батавија, за океански тип на умереним ширинама Единбури (55°57′ с. ш. 3°11′ зап. дуж., 5 м.), за континенталан Урумци, у западној кинеској провинцији Син-Цјанг (43°42′ сев. шир., 37°36′ ист. дуж., 905 м.), за пла-

---

[1]) *J. v. Hann, Resultate 40-jähriger (1866 bis 1905) stündlicher meteorologischer Beobachtungen in Batavia* Met. Zeitschr. 1917., стр. 424—426. — *Rob. Cockburn Mossman, The Meteorology of Edinburgh.* Transact. of the Royal Soc. Edinburgh. Vol. XL., Part III., Edinburgh 1902., стр. 469 - 509. — *A. Woeikof, Klima von Urumtsi.* Met. Zeitschr. 1914., стр. 347—350. — *Dr. A. Forster u. J. Hann,* l. c. — *Fines,* XXXI-e Bull. météorologique annuel du Département des Pyrénées-Orientales. Année 1902. Perpignan 1903., стр. 53—152. — *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* III. Band., стр. 600.

нински Бјелашница, за прелазан тип Перпињан (42°42′ сев. шир., 2°53′ ист. дуж., 32 м.), и за арктички северозападан део Гренланда (82° сев. дуж., 64° зап. дуж.). Све вредности су изражене у одступањима од средњег годишњег притиска.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Батавија	−0·1	**0·1**	−0·1	*−0·5*	−0·4	0·0	0·2	0·4	**0·6**	0·2	−0·1	*−0·3*	758·8	1·0 мм
Единбург	−1·0	−1·2	0·1	0·8	1·9	**2·1**	0·5	0·4	0·4	−1·2	−1·4	*−1·6*	758·4	3·7
Урумци	2·2	3·4	1·7	−1·1	−1·9	−4·4	*−6·8*	−4·6	−1·1	2·0	4·9	**−5·4**	686·4	12·2
Бјелашница	−2·9	*−4·1*	−3·7	−2·7	0·8	2·7	3·8	**4·6**	3·7	2·2	−1·9	−2·5	593·2	8·7
Перпињан	**1·5**	1·2	−1·4	*−1·9*	−1·5	0·1	**0·7**	0·2	0·3	*−0·5*	−0·3	1·2	761·9	3·4
Гренланд	*−3·6*	−2·4	2·9	**7·1**	3·1	−1·2	*−4·1*	−1·4	−2·4	0·8	**3·4**	−2·3		11·2

Али су овако правилне промене у годишњем току ваздушног притиска доста ретке, јер он у великој мери зависи и од пренашања ваздушних маса из једних предела у друге: са океана на копно, са већих на мање географске ширине и обратно. Из тог су разлога промене у годишњем току ваздушног притиска толико разнолике, да се не могу подвести у једноставан систем. Тако на пр. станице непосредно уз море Лисабон, Кавала, Абасиа (код Каира) имају изразит континенталан тип са максимумом у јануару, минимумом у јулу, док Палагружа, на пучини Јадранског Мора, има неодређен, мање више прелазан тип, од океанског ка континенталном типу. Осим тога се правилност у годишњем току јавља само при употреби дугогодишњих средњих вредности, иначе се код узастопних месеца истих година показују врло велике неправилности и ретко се кад могу назрети нормалнији услови, који би одговарали теорији.

Редукција барометарских стања на нормалне вредности и морски ниво. — Из прошлих се примера видело, колико је средње барометарско стање на разним местима различито и с тога се не би могла чинити непосредна упоређивања. С погледом на разлике у надморским висинама врло је лако извршити редукцију на морски ниво, будући је опадање ваздушног притиска са висином правилно, али је поред ове потребан још известан број редукција, одн. корекција.

Да би се вредности ваздушних притисака из разних времена могле упоређивати мора се у сваком случају спровести редукција на 0°C, т. ј. мора се увек прорачунати, какво би било барометарско стање кад би цео инструмент (барометар са живом) имао температуру од 0°C. Познато је, да се према топлотним променама пропорционално мења и густина живе, чији је коефицијент ширења за сваки Целзиусов степен 0·0001818, те се прочитан ваздушни притисак мора помножити са фактором (1 — 0·0001818 t), где је t температура барометра. Али се при повећавању температуре шири и барометарска скала, а при смањивању се стеже, и зато треба извршити другу корекцију, да би се тај утицај елиминирао. Код месинга је коефицијент ширења 0·0000184, а код ста-

кла из Јене 0·0000081, и пошто се за справљање скале најчешће употребљава месинг, други је корекцијони фактор (1 + 0·0000184 t). Те две корекције могу се спојити у једну и то тако, да ће на 0^0 редуциран барометарски притисак бити $B_0 = B_t (1 - 0\,000163\,t)$, ако је B_t баром. притисак при температури t^0. Међутим се жива шири јаче од месинга и зато се при температурама изнад ледне тачке вредности корекције одузимају од прочитаног барометарског стања, док се при нижим температурама од ње додају.

Осим тога се на прочитано барометарско стање мора унети и корекција теже, т. ј. мора се редуцирати на ону специфичну тежину живе, коју би имала на 45^0 геогр. шир. и при морском нивоу. Познато је, да ваздушан притисак одговара тежини живиног стуба са одређеном висином, која се од времена до времена мења, и са површином 1 цм². Али се тежина сваког тела, па и живиног стуба, мења са географским ширинама, па ће и притисак исте висине живиног стуба бити на разним упоредницима различит, у односу $B_{45} = B_\varphi (1 - 0{\cdot}00259 \cos 2\varphi)$, где је B_φ прочитан и неисправљени притисак на ширини φ, а B_{45} коригован на нормалну тежу. То је последица земљиног сфероидног облика, због кога су полови ближи њеном средишту од екватора. Зато су за веће геогр. шир. од 45^0 корекције позитивне, т. ј. додају се прочитаном барометарском стању, док се на мањим ширинама од 45^0 одузимају. При нормалном ваздушном притиску на морском нивоу, где је B = 760 мм., корекције су за разне упореднике оволике:

геогр. шир. (— кор.)	0^0	5^0	10^0	15^0	20^0	25^0	30^0	35^0	40^0	45^0
корекција	1·97	1·94	1·85	1·70	1·51	1·27	0·98	0·67	0·34	0·00 мм.
геогр. шир. (+ кор.)	90^0	85^0	80^0	75^0	70^0	65^0	60^0	55^0	50^0	45^0

Напослетку се тежа смањује и са надморским висинама, али су те корекције увек негативне, са изузетком истинских депресија, т. ј. оних делова земљине површине, који су испод морског нивоа. Али су за слободну атмосферу и планинске пределе корекције различите. Оне су прорачунате за средња барометарска стања на разним висинама и имају ове вредности:

висина у км.	1	2	3	4	5	6	8
слоб. атмосфера	0·13	·23	·31	·36	·40	·42	·43 мм.
планине	·08	·15	·19	·23	·25	·26	·27

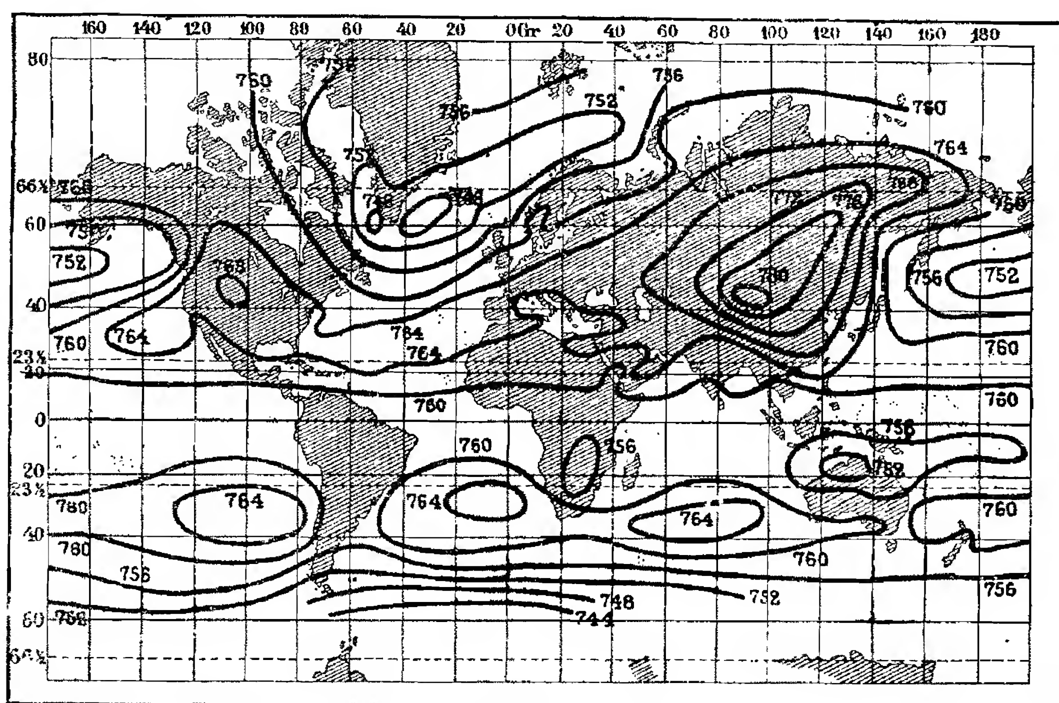
И ако на први поглед изгледа, да је посао око редуцирања ваздушних притисака врло заморан, он је ипак доста лак, јер су све корекције унапред прорачунате и унесене у таблице.

Подела ваздушних притисака по земљиној површини. — За графички приказ поделе ваздушних притисака, који се добија на исти начин као код изотерми, још много је потребније извести тачне корекције, јер се само тако могу упоређивати једни предели са другима.

У свима се случајевима ваздушан притисак редуцира на нормалну тежу, на 0°С и на морски ниво. С помоћу редуцираних барометарских стања везују се места истих притисака линијама, које се зову *изобаре*.

Као код изотерми, тако је и код изобара подела на јужној полукугли много правилнија, јер се у главном пружају у правцу упоредника, док су на северној полукугли јако поремећене, не само у појединим месецима него и у приказу средњих годишњих вредности. Зато се може поћи од услова на јужној полукугли, која се највећма ближи теоретској претпоставци хомогене хемисфере.

У *јануару* је појас релативно ниског притиска развијен око најтоплијих, екваторијалних предела, где је мањи од 760 мм., али је та изобара на северној полукугли приближена екватору и пружа се про-



Скица 182. — Јануарске изобаре (по *Hann*-у)

сечно дуж 17° сев. шир., а на јужној више одмакнута Југу, отприлике до јужног повратника, одговарајући најјужнијем сунчевом положају на небу (скица 182.). Најмањи су притисци у томе појасу око најзагрејанијих континенталних предела, дакле у унутрашњости јужне Африке, око централних делова Бразилије и нарочито на северној половини Аустралије, где спадну испод 752 мм. Појасу ниског ваздушног притиска следује на већим јужним ширинама испрекидан појас високог притиска, чија се јужна граница приближно подудара са упоредником 45° јуж. шир. Његова средишна линија је око 35° јуж. шир., а једино је на Атлантском Океану померена према повратнику, на 27° јуж. шир. Око ње се налазе три области највећих притисака, све три на океанским пучинама, са

максимумом до 768 мм. на јужном делу Индијског Океана. Од јужне границе високог притиска према јужном стожернику притисци се врло нагло и правилно смањују до 740 мм., т. ј. до најнижег средњег притиска на Земљи. Одатле према полу притисак се понова повећава, одговарајући све нижим температурама.

Сасвим је друкчија подела на северној полукугли са њеним великим континентима. Правилност услова на јужној полукугли овде се показује само изнад океанских површина, на Атлантском Океану правилније и много изразитије него на Пацифику. Северно од екваторијалног појаса ниског притиска шири се субтропски појас високог притиска, који је на Тихом Океану релативно узан и пружа се у правцу упоредника, док је на Атлантском много шири и управљен у правцу од ЗЈЗ на ИСИ. Осим тога су на Тихом Океану највећи притисци тек нешто већи од 760 мм., а на Атлантском се Океану повећају до 765 мм. Према већим ширинама изобаре се на оба океана смањују и предео најнижег притиска на Тихом Океану (испод 752 мм.) шири се дуж 52° сев. шир. На Атлантском је Океану и појас високог притиска управљен од Лабрадора преко Исланда на СИ, са минимумом испод 748 мм., југозападно од Исланда. У арктичкој области притисак се повећава, као и на јужној полукугли.

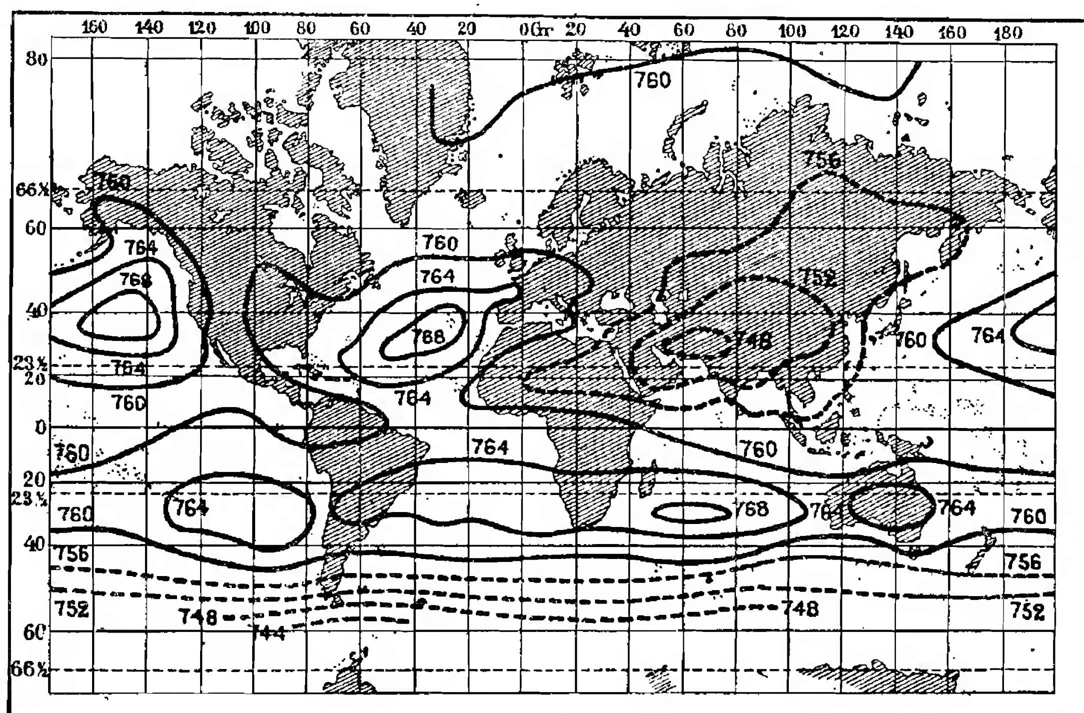
На врло расхлађеним континентима нормални су услови потпуно поремећени, јер је, са изузетком релативно уских приморја̂, над целом Еуразијом и Северном Америком супернормалан притисак. Из истог разлога језгро највећег притиска лежи у Азији, од Верхојанска преко Трансбајкалије, Монголије и Тибета, са максимумом преко 780 мм. у последњем. Ту се, дакле, максимум притиска не подудара са најнижим температурама око Верхојанска него се налази око субтропских ширина, у чему се огледа тенденција за нормалним условима. У унутрашњости Северне Америке језгро највећег притиска је у Стеновитим Планинама, од изворишта реке Мисури до Сланог Језера (Salt Lake), али није ни близу онолико изразито као тибетско, јер се ваздушан притисак у њему повећа тек до 768 мм. и нешто више. Од језгра према обалама притисци на оба континента на све стране опадају, па и према поларним ширинама.

У јануару су разлике у ваздушним притисцима врло велике; на северној полукугли до 32 мм., на јужној 24 мм., а највећа разлика на целој Земљи је вероватно већа од 40 мм.

У *јулу* су разлике у барометарским стањима знатно смањене, што се види и по распореду изобара, нарочито на северној полукугли (скица 183.). Ако се упореди карта јануарских са картом јулских изобара видеће се, како су све изобаре са јужне полукугле нешто одмакнуте према Северу, одговарајући најсевернијем сунчевом положају на небу. Тако је екваторијалан појас ниског притиска приближно ограничен 20° сев. и 10° јуж. шир.,

али је на Атлантском Океану прекинут и притисци су нешто већи од 760 мм. Пошто је јули најхладнији месец јужне полукугле субтропски је појас високог притиска много боље развијен, није испрекидан, и због хладних континената сви њихови централни делови су обухваћени изобаром 764 мм., а колонија Оренџ Ривер у Јужној Африци и западна половина Индијског Океана од 28° до 32° ј. ш. имају већи притисак од 768 мм. Одатле ка јужном полу услови су исти као у јануару: најнижи притисак око јужног стожерника, а према мањим и већим ширинама све већи.

На океанским површинама северне полукугле услови су и у јулу нормални, али су на субтропским ширинама притисци много већи од јануарских. Оба максимума, на Атлантском и Тихом Океану, имају елиптичан облик,



Скица 183. — Јулске изобаре (по *Hann*-у).

у оба је максималан притисак већи од 768 мм., само је други севернији од првог. Копна опет имају изузетне услове, због њихове термичке осетљивости. Са изузетком Западне и Средње Европе цео је евразијски континент под ниским притиском, а исто тако Северна Америка, са изузетком западног приморја и свих источних држава у Сједињеним Државама. Најмањи је притисак над Јужном Азијом, са минимумом у Персији, Афганистану и Белуџистану, где спадне испод 748 мм. У арктичкој области је притисак око 760 мм., као у јануару. По свему се види, да су у јулу разлике у ваздушним притисцима мање од јануарских, на јужној полукугли су око 28 мм., на северној 20 мм., а на целој Земљи вероватно веће од 28 мм.

Подела средњих годишњих притисака на Земљи има више сличности са јануарским условима, само су разлике у притисцима знатно ублажене и цео јужни појас високог притиска чини непрекидну целину.

На крају ових разматрања треба споменути, да се у изобарама тропских и извесног дела субтропских предела огледају истинита и постојана стања, јер је на њима промењљивост ваздушних притисака врло незнатна. На већим ширинама, међутим, изобаре већином одговарају рачунским производима толико промењљивих стања, да је фактична подела притисака врло ретко онаква, како ју представљају изобаре, као израз средњих стања. Ипак се с помоћу изобарских карата долази до важног закључка: да подела ваздушних притисака зависи од два разна узрока, који се један са другим преплићу, што ће се доцније објаснити. Првим је изазван општи распоред изобара, који се према привидним сунчевим кретањима помера према Југу и Северу и јасно је изражен на јужној полукугли. Утицај неједнаког загревања и хлађења копна и океана карактеристичан је за поделу притисака на земљиној северној полукугли. Ти утицаји у лету и зими имају супротно дејство, јер океани лети имају висок, а копна низак притисак, док су зими обрнути односи, бар на умереним ширинама.

Везе између температура и ваздушних притисака још су очигледније ако се изобаре упореде са изаномалама у скици 180 и 181. Тада се види, како се у пределима позитивних аномалија јавља изразита тежња за образовањем барометарских минима, а у пределима негативних аномалија тенденција за високим притисцима; осим тога, мање више добро подударање највећег притиска са највећом негативном аномалијом.

Средњи ваздушни притисак упоредникâ и Земље. — На исти начин као за средње температуре могу се прорачунати и средња барометарска стања на разним упоредницима. Према свим старијим одређењима *Хан*[1]) је извео средње вредности, по којима је просечан ваздушни притисак упоредника, редуциран на морски ниво и нормалну тежу, оволики:

геогр. шир.	0°	10°	15°	20°	30°	35°	40°	50°	60°	65°	70°	80°	
сев. полук.													
јануар	757·8	59·0	60·2	61·9	64·6	**64·8**	63·9	62·3	60·8	62·0	59·8	*57·5*	мм.
јули	59·0	57·7	*57·5*	57·9	59·4	60·0	**60·1**	59·0	57·7	*57·5*	57·7	58·8	
јуж. полук.													
јануар		*57·7*	57·9	58·8	61·1	**61·7**	61·2	52·7					
јули		60·9	62·0	63·5	**65·3**	64·0	60·9	53·0					

Из распореда притисака излази, да се у току године субтропска максима и екваторијална минима померају, што се показало и у изобарским картама. При томе изгледа, да субтропски појас високог притиска има

[1]) *Dr. Julius von Hann, Lehrbuch der Meteorologie*. 1915., стр. 178.

постојанији положај, јер се од једног до другог екстрема помакне тек за 5° шир. док се екваторијалан минимум у исто време помакне за преко 20°. На већим је ширинама најкарактеристичније изванредно низак притисак на 50° јуж. шир., и доста ниски притисци на северној полукугли. Али се у јануару притисак од 35° правилно смањује до 80° сев. шир., а можда и до пола, док је у јулу најмањи притисак на 65° и према полу се повећава. По изобарским картама је средњи притисак на целој Земљи 758 мм., дакле за 2 мм. мањи од нормалног притиска при морском нивоу.

Али, ако се упореде средња барометарска стања обеју полукугала у супротним годишњим временима, доћи ће се до закључка, који се слаже и са теоријом, да је редуциран ваздушни притисак у зиму већи него лети, због нижих зимских температура. По *Башину*[1]) су за исте делове обеју полукугала одговарајуће вредности:

	50° до 0° сев. шир.	0° до 50° јуж. шир.
сред. прит. у јануару	762·2 мм.	759·2 мм.
„ „ у јулу	758·9 „	761·3 „
разл. зима—лето	3·3 „	2·1 „

Међутим би по теорији ваздушан притисак на целој Земљи морао остајати константан, и да би се горње разлике довеле у сагласност морале би са полукугле на којој је лето одређена количина ваздуха на висинама отицати према другој полукугли, која има зиму, јер се само тако успоставља равнотежа.

Али, све ове вредности не одговарају истинским условима, јер услед редукције барометарских стања на морски ниво притисци изгледају много већи него што су, и морале би знатно веће масе ваздуха бити пренашане но што је у истини случај. Редуциран је притисак реалан само за океанске пределе, а на континенталним је површинама тим мањи што је већа надморска висина, па је по томе и запремина ваздуха за одговарајућу висинску разлику смањена. Нарочито северна полукугла, са врло великим висоравнима, има у зиму сувише велики притисак, и ваздушних масâ, које би требале да постоје од земљине површине до морског нивоа, у истини нема. Ако се за обе полукугле прорачуна средња висина континената доћи ће се до истинских средњих ваздушних притисака, који су у овом случају много мањи, што се види и по овим вредностима:

	50° до 0° с. ш.	0° до 50° ј. ш.
ср. прит. у јануару	734·4 мм.	742·5 мм.
„ „ у јулу	732·5 „	744·7 „
разл. зима—лето	1·9 „	2·2 „

[1]) *Otto Baschin, Zur Frage des jahreszeitlichen Luftaustausches zwischen beiden Hemisphären.* Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin. 1895., стр. 368—374. и *Otto Baschin, Die geographische Verteilung des Luftdruckes und deren Änderungen vom Sommer zum Winter.* ibid. 1907., стр. 246—253.

Разлика у притиску од 1 мм. изгледа, наравно, врло незнатна, али за целу земљину полуку̑глу одговара маси ваздуха од 3500 билијона килограма, дакле врло великој вредности. На та пренашања маса са једне на другу полукуглу, од једне до друге половине године, своди *Спиталер*[1]) мала колебања земљине осовине у њеном телу, о којима су раније изнесене чињенице[2]).

Ако се узму у обзир и веће ширине био би средњи ваздушни притисак на целој северној полукугли 733·3 мм., на јужној 740·4 мм., а средњи притисак целе земљине површине 737 мм.

Ветрови

Већ од прастарих времена је ветровима обраћена пажња због њихових разних особина и практичне примене, те је у Атини још око 100 год. пре Хр. сазидан торањ ветрова, који још и данас стоји на Агори. Многи су народи за сваки правац ветра имали нарочита имена, која су често давана више по њиховим особинама него по оријентацијоним правцима[3]). Заиста су утицаји ветра на топлотне услове разних предела, а још више на поделу атмосферских талога, скоро исто онолико значајни, као и неједнака подела копна и мора, али су узроци њихови делимично откривени у другој половини XVII столећа[4]), а до потпуног се сазнања дошло тек у прошлом веку.

Под ветром се обично схваћа свако слабије или јаче хоризонтално или приближно хоризонтално кретање ваздуха у приземним слојевима, које непосредно осетимо или према покренутим предметима опазимо. Кретања ваздуха у вертикалном правцу или на великим висинама означују се као ваздушне струје, али се последње често назову ветрови, а приземни ветрови струје.

Правац и брзина ветра. — Правац ветра је означен оном страном видика са кога дува, али се непосредно може одредити само на пространој равници, слободном платоу, планинском врху или на океанској пучини, иначе га сви предмети на земљиној површини скрећу из нормалног правца, тим више што су већи. Зато се већином употребљава *ветромер (петао)*, који се постави што више и слободније, да би био изложен свим ветровима подједнако. Саставни су делови ветромера покретна крила, која се према правцима ветрова крећу, и непокретна

---

[1]) *R. Spitaler, Die Ursache der Breitenschwankungen.* Denkschr. d. mathem.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. zu Wien. Bd. LXIV. Wien 1897., 10 стр. са 1 картом и *R. Spitaler, Die periodischen Luftmassenverschiebungen und ihr Einfluss auf die Lagenveränderungen der Erdachse.* Ergänz. Hf. 138. zu Pet. Mitt. Gotha 1901.

[2]) в. *Колебање земљине осовине у њеном телу,* стр. 166—170.

[3]) *Dr. Friedrich Umlauf, Ueber die Namen der Winde.* Met. Zeitschr. 1894., стр. 9-16.

[4]) *G. Hellmann, Die Anfänge der Meteorologie.* ibid. 1908., стр. 481—491.

ознака четири главна оријентацијона правца, код које је шипка са ознаком Севера окренута у правац северног пола, одн. северњаче. Ветромер треба да је врло покретљив и да му тежиште лежи у правцу ротацијоне осовине, која мора бити вертикална, иначе се при слабим поветарцима крила не би управила у супротан правац ветра.

Ако је ветрић толико слаб да се крила не покрену, може му се правац одредити пуштањем змаја или димом из димњака, јер га ветар носи собом, дувајући из противног правца. За одређење праваца на великим висинама најпогодније су ваздушне лопте и кретања облака.

Јачина, односно брзина, ветрова мери се инструментима, т. зв. *анемометрима*[1]). Једни од њих почивају на мерењу притиска, коме подлегне метална шипка, под утицајем ветра. Она слободно виси о хоризонталној осовини, покреће се заједно са крилима на ветромеру, и угао, под којим скрене из управног правца, означава у сваком тренутку *истинску* јачину ветровог притиска. Ветар је тим јачи што је угао већи. Други инструменти почивају на мерењу брзине и од њих се на већим станицама већином употребљава *Робинзон*ов анемометар, састављен из четири шупља, полукугласта суда, код којих је шупљина једног окренута према испупченом делу суседног суда. Судови су постављени на крајевима двеју хоризонтално положених и једнако дугачких шипака, које се по средини секу под правим угловима и утврђене су о вертикалну осовину. С помоћу завртња на доњем делу осовине и покретних сказаљки, које су са њим у вези, може се, према броју окретања сказаљке у одређеном времену, одредити *средња* брзина ветра. Поред ових има на великим опсерваторијама и много компликованијих инструмената, који аутоматски у сваком тренутку бележе и правац и брзину ветра.

Ако нема инструмената брзина се процени према деловању ветра на разне предмете, гране, дрвета, цреп и т. д. На том принципу почива *Бофор*ова скала, која има 12 степена: 0 маина (тишина), 1 врло благ ветрић, 2 поветарац, 3 слаб ветар, 4 благ ветар, 5 умерен, 6 јак, 7 снажан, 8 буран, 9 бура (олуја), 10 јака бура, која обара дрвета, 11 снажна бура са разоравајућим дејством, и 12 оркан са уништавајућим деловањем. Односи између његових степена и средње брзине ветра (у метрима на секунду) по *Кепен*у су ови:

степен	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
брзина	1·7	3·1	4·8	6·7	8·8	10·7	12·9	15·4	18·0	21·0 м/сек.

За степене 11 и 12 доста је тешко одредити средњу брзину, јер бурни ветрови кадикад имају толику снагу да се аномеметри преломе. Ипак је досада утврђено, да су највеће опажене средње брзине ветра бар у току једног часа биле 35 м/сек., а у појединим тренуцима и 67 м/сек. По томе се

[1]) по грчком ἄνεμος = ветар и μέτρον = мерило.

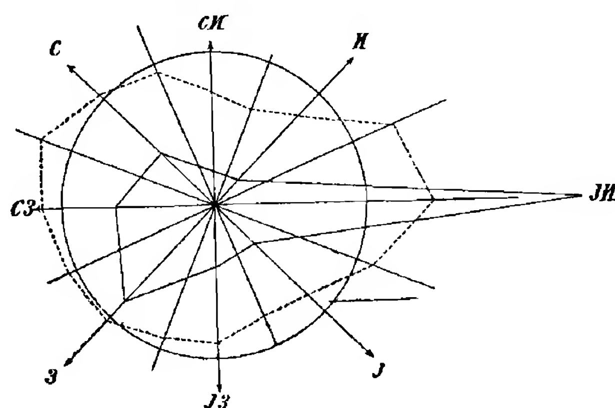
проценило, да ће за степен 11 брзина бити око 30 м., а за 12 око 50 м/сек. — Однос између брзине и притиска ветра може се за мање површине од 1000 цм² приближно изразити емпиријском формулом, у којој притисак p означује кгр/м², а брзина v м/сек:

$$p = 0{\cdot}125\, v^2 \quad \text{или} \quad v = \sqrt{p : 0{\cdot}125}$$

При редукцији горњих вредности са дуодецималне на децималну скалу добиле би се оволике брзине и јачине ветрова при појединим степенима:

степен	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
брзина у м/сек	2·0	3·5	5·5	8·0	10·5	13·5	16·5	22·5	28	< 30
јачина у кгр/м²	0·5	1·5	3·8	8·0	13·8	22·0	34·0	50·0	100	?

Честина и брзина ветрова из разних праваца. — Честина разних ветрова на истом месту изражава се у процентима свих посматрања. Тако на пр. ако на југоисточан ветар долази 39% то значи, да је од свих бележених посматрања у одређеном времену тај ветар дувао у 39 од 100 случајева. Графички се честина ветрова из разних праваца, па и њихова средња брзина, може најјасније приказати, ако се одређене вредности за честину, одн. брзину сваког ветра пренесу на полупречнике круга, који одговарају оријентационим правцима, и ако им се крајње тачке вежу линијом. Тако се добија приказ, из кога се на први поглед види, који ветар превлађује, а који има највећу брзину. Да би он добио правилнији облик могу се вредности са 16 праваца редуцирати на 8 главних праваца на тај начин, што се од сваког међуветра (ИСИ, ИЈИ итд.) двама суседним ветровима из главних 8 праваца придода онолики проценат, колики је пропорционалан њиховој честини. Приложена скица 184. представља средњу годишњу честину и брзину ветрова у Београду. У њој је честина ветрова означена пуним, а брзина испрекиданим линијама, док је честина маина унесена испод круга у хоризонталној линији. Али би сама честина и брзина ветра из сваког правца одговарала правој линији, која се повуче од врха сваког правца ка средишту круга. У скици одговара дужини тих линија од 10 мм. 10% честине или 2 м/сек. брзине. Осим тога



Скица 184.

је у скици уцртан и круг, чији полупречник одговара средњој годишњој брзини београдских ветрова (3·23 м/сек.), као резултанти брзина из свих праваца. Њоме се непосредно утврђује, за колико је брзина ма којега

ветра у години или извесном годишњем добу мања или већа од средње годишње брзине свих ветрова скупа[1]).

Овај графички приказ најјасније указује на значај кошаве: она је у свима годишњим временима најчешћи ветар и на њу просечно долази 39%. После кошаве најчешћи је западан (13·9%) и северозападан (10·55%) ветар, превлађујући ветрови умерених ширина, па донекле и маине са 9·4%. Слично је и код средњих брзина ветрова. Опет ветрови са југоисточног квадранта имају највеће брзине (ЈИ 4·65 м/сек.), па одмах за њима ветрови са северозападног квадранта (ССЗ 3·95 м/сек). Слични се диаграми могу употребити и за друге циљеве, да би се утврдиле везе између ветрова и других климатских елемената: облачности, атмосферских талога, температуре и т. д.

На брзину приземних ветрова доста јако утиче састав земљине површине, услед неједнаког трења, а на честину ветрова из одређених праваца рељеф копнених предела. На копну се узаман могу тражити онолико глатке површине као што је морско огледало; јер ни велике равнице, висоравни, пустиње нису равни предели него им је површина покривена травама, џбуњем, шумама, или распаднутим стенама, дунама и др., и увек мање више храпава. По томе је јасно, да ће трење на копнима бити јаче, и више утицати на брзину ветра, него на океанским пучинама, где је смањено на минимум. *Гулдберг* и *Мон* су доказали, да отпор трења зависи од препрека̂, које се покренутим ваздушним масама стављају на супрот, и да је пропорцијоналан брзини тих маса[2]). Што је, дакле, трење веће, и што су површине неравније, тим више се кретање успорава. Уопште узето трење је у унутрашњости копна око 3 до 4 пута веће него на морској пучини, веће је у пошумљеним пределима него на равним ливадама, веће на ниској равници но на високим планинама. У поређењу са морем ветрови на копну буду доста ослабљени, а због копнених облика морају да мењају правац и да се прилагођавају пружању планинских ланаца, долина и т. д. и често им се губе све њихове особине, које су собом донели. Из тих је разлога средња годишња брзина ветра у Валентии 7·4 м/сек., у Кјуу, код Лондона, 4·3, а у Кракову тек 2·1 м/сек., ма да су све ове станице приближно на истој ширини, али неједнако удаљене од океана[3]). Али је брзина ветрова и на истом месту различита, што се видело у диаграму за Београд. То је још

---

[1]) *П. Вујевић, Опште црте београдског поднебља.* Споменица педесетогодишњице професора С. М. Лозанића. Београд 1922., стр. 129–145.

[2]) *C. M. Guldberg und H. Mohn, Ueber die gleichförmige Bewegung der horizontalen Luftströme.* Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorol. 1877., стр. 49–60.

[3]) *G. Hellmann, Untersuchungen über die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit.* Met. Zeitschr. 1897., стр. 321–340.

много изразитије на приморским станицама, јер су сви ветрови са копна у опште мањих брзина од ветрова са морских површина.

Са висином се брзина ветра доста нагло повећава. Тако је на основу шестогодишњих мерења утврђено, да је у Паризу (21 м.) средња годишња брзина ветрова 2·15 м/сек., а на врху Ајфеловог торња (305 м.) 8·7 м/сек., дакле за 4 пута већа[1]). То исто је доказано према брзинама кретања облака, пуштањем змајева и ваздушних лопти са анемометрима, али се при тим испитивањима видело, да се брзина ветрова нарочито нагло повећава до 500 метара изнад земљине површине, а одатле на више спорије. Исто је тако доказано, да се брзина ветра наглије повећава са висином него што густина ваздуха опада. О томе сведоче подаци о средњој годишњој брзини ветрова у слободној атмосфери изнад Глосот Мура, у Дарбишајру (ИЈИ. од Менчестра), која је прорачуната на основу неколико хиљада пуштања змајева[2]):

	земљ. повр.							
висина у м.	335	500	750	1000	1250	1500	1750	2000
брзина у м/сек.	5·0	8·5	11·0	11·8	12·7	12·9	13·5	13·6

Овде се од 335 до 500 метара брзина повећала за 3·5 м/сек., или редукцијом на 100 метара за 2·1 м/сек., док се од 500 до 2000 метара на свакѝх 100 метара висине повећа тек за 0·34 м/сек. Узрок томе је, што су у приземним слојевима ваздуха брзине ветра услед трења врло успорене, а у вишим слојевима толиког трења нема. Осим тога се брзина ветра од 500 до 2000 метара повећа за 1·6 пута, док је ваздушан притисак од 500 (717 мм.) до 2000 м. (598 мм.) при средњој годишњој температури за 1·2 пут смањен, т. ј. разлика у густини ваздуха је за 1500 метара висине мање смањена но што је брзина ветра повећана.

Врло су јаки ветрови на већим географским ширинама, нарочито у Северној Америци, а у екваторијалним пределима много су слабији. Код Упсале су на висини од 8 до 10 км. средње брзине ветрова 26·5 м/сек, код Блу Хила на истој висини 35·8, док су на висини од 10 до 12 км. 41·6 м/сек[3]). И *Блер* истиче[4]), да се у унутрашњости Северне Америке брзине ветрова мењају од 6 до 45 м/сек. Сасвим је друкчије у слободној атмосфери

---

[1]) *A. Angot, Résumé des observations anemométriques faites au Bureau Central et à la tour Eiffel 1890—1896.* Annal. du Bureau Central Météorologique de France. Mémoires 1897. Paris 1899.

[2]) Miss *Margaret White, On the Velocity and Direction of the Wind above Ground Level.* Report of the 82. Meeting of the Brit. Assoc. for the Advancement of Science. Dundee 1912. London, John Murray, 1913., стр. 420—422.

[3]) *H. Hildebrandsson, Études internationales des nuages, 1896—1897. Observations et mesures de la Suède.* Parties I. et II. Upsal 1898. — *H. H. Clayton and Ferguson, Blue Hill Observatory Measurements of Cloud Heights and Velocities.* Ann. Harvard Coll. Observ. Vol. XLII. Cambridge 1900.

[4]) *William R. Blair, Free Air Data,* l. c.

изнад Батавије; тамо је брзина ветра на висини од 8 до 10 км. 10·1 м/сек, од 10 до 12 км. 11·7 м/сек, а тек између 14 и 17 км. висине 17 м/сек.[1]) Мислило се, да ће и станице са планинских врхова показати сличне правилности, али се на њима јављају толике разлике, вероватно услед непогодног постављања анемометара, па и саме њихове околине, да се не може доћи ни до каквог закључка: на Бен Невису (1343 м.) је ср. годишња брзина 8·4 м., на Пии де Дому (1467) 12·4, на Маунт Вошингтону (1950) 15·0, на Бјелашници (2067) 9·4, на Сентису (2500) 7·7, на Цугшпице (2962) 4·2, а на Пајкс Пику (4308) 9·2 м/сек.

Дневна и годишња периода брзине ветра. — Са изузетком океанских пучина, где се дневне промене у јачини ветра готово не осећају, приморја већ имају доста јасну, а копнене станице изразиту дневну периоду честине. Уопште је брзина ветра најмања у часовима око сунчевог рађања, кадикад толико мала да настане тишина, а највећа око 1 часа по подне. И овде се утицаји температуре доста јасно осећају, јер су при ведрим данима разлике у брзинама знатно веће но у облачним, веће су у летњим него у зимским данима и вероватно веће у топлим но у хладним климатима. Око планинских врхова су услови за брзине ветрова друкчији и приближно су у супротности са периодом на ниским станицама. Тамо су најјачи ветрови у ноћним, најслабији у дневним часовима, али екстреми падају у разна времена: максимум између 9^hр и 3^hа, а минимум од 10^hа до 4^hр. За Београд и Цугшпице[2]) изнесена су одступања од средње годишње вредности, која одговарају условима у средњем годишњем дану;

часови	Пћ	2	4	6	8	10	Пд	2р	4	6	8	10	ср. брз.
Београд	—·31	—·32	—·*38*	—·36	·01	·40	·58	**·62**	·29	—·01	—·19	—·24	3·23 м сек.
Цугшпице	·06	·12	**·26**	·20	·18	—·10	—·31	—·*47*	—·32	—·02	·06	**·32**	4·2 „

Узрок тим разликама је, што се ноћу изнад расхлађене земљине површине по најнижим положајима таложи хладан, тежак ваздух, који успорава брзину кретања, док су дању конвекционим струјама нижи слојеви измешани са вишима, који собом делимично доносе веће хоризонталне брзине, чиме се на ниским станицама повећава јачина ветра. Осим тога је приземан ваздух дању растањен и трење смањено. Високи ваздушни слојеви, око планинских врхова, у дневним су часовима баш том мешавином са ваздухом из нижих слојева, са споријим кретањем, спречени у своме кретању, а ноћу им се због таложења хладног ваздуха у нижим пределима брзина знатно повећа.

Годишња периода у брзини ветра мења се од места до места и с тога се могу изнети само најопштији закључци, до којих је дошао

[1]) *W. von Bemmelen, Die Windverhältnisse in den oberen Luftschichten nach Ballonvisierungen in Batavia.* Met. Zeitschr. 1912., стр. 145—150.

[2]) *Dr. Anton Huber, Das Klima der Zugspitze,* l. c.

Хелман испитивањем свих услова под којим су на разним станицама анемометри постављени, и упоређењем средњих месечних вредности са 240 претежно европских, северoамериканских и азијатских станица: 1. на већим ширинама и у приморским пределима, који су на чеоним странама превлађујућег ветра, максимум брзине пада у хладно годишње доба, док се код континенталних станица јавља између марта и јула; 2. месец са највећом брзином ветра обично се подудара са најчешћим појавама буре; 3. код континенталних станица са пролетњим максимумом најмања је брзина ветра већином у августу или септембру, а у приморским пределима, са зимским максимумом, за месец или два раније, у јуну или јулу; 4. на обалама је годишње колебање средњих брзина веће него у континентима, а највеће у областима са периодском сменом ветрова, као што су монсуни; 5. под претпоставком, да су средње вредности прорачунате из дугогодишњих посматрања, у вишим слојевима од 300 м. рел. вис. годишња периода брзине одговара једном једином закону: у слободном ваздуху (и на планинским врховима) максимум је свугде у јануару, а минимум брзине у једном од топлих месеца (од априла до августа), док барометар има потпуно обрнут ток[1]).

Примери тих типова су:

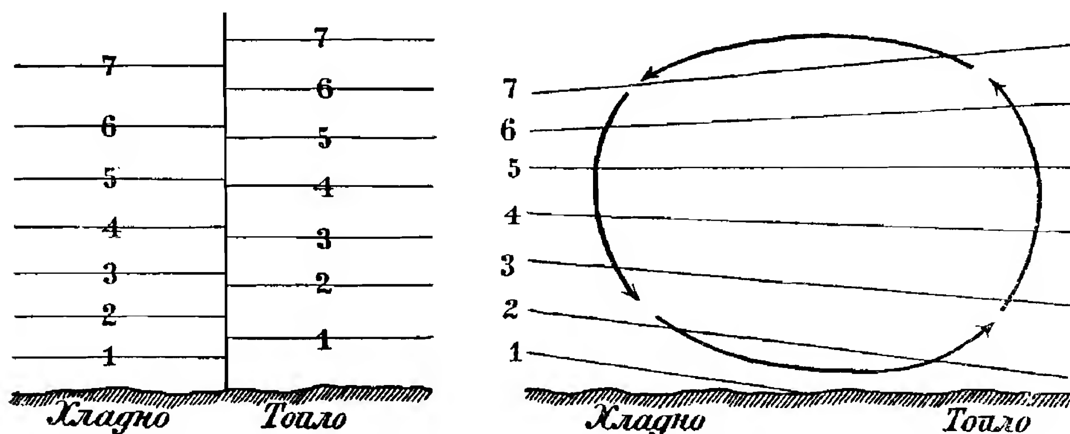
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.	
Валентиа (ок.)	**8·9**	8·0	6·8	6·9	6·6	*6·2*	6·3	7·1	6·8	7·1	7·8	**8·9**	7·4	2·7	м/сек.
Краков (конт.)	2·1	2·5	**2·7**	2·4	2·2	2·0	1·8	1·7	*1·6*	2·0	2·0	2·1	2·1	1·1	
Бомбај (монс.)	4·6	4·7	5·0	5·0	4·9	7·3	**8·6**	7·0	5·1	*4·2*	4·3	4·4	5·4	4·4	
Пајкс Пик (врх)	**11·8**	11·3	11·1	9·5	9·2	8·4	5·6	*5·5*	7·4	9·5	10·6	10·5	9·2	6·4	

Узроци ветра. — Ветар је у првом реду последица разлике у ваздушном притиску на истој висини двају предела, услед којих еластичне честице ваздуха теже да успоставе поремећену равнотежу и зато одилазе од предела већег ваздушног притиска, т. ј. гушћег ваздуха, ка пределу нижег притиска. Али се разлике у притиску већином своде на разлике у температурама, и везе између ових, притиска и ветра могу се приказати на примеру.

Да су температуре на истим нивоима свугде исте био би и ваздушан притисак на истим удаљењима од земљине површине такође свугде исти, и површине истог притиска би биле паралелне са површином морског нивоа, као резултанте теже и центруфугалне снаге. Али, чим је загревање неједнако догоди се у равнотежи ваздуха поремећај. Наиме, ако се два ваздушна стуба потпуно изолују преградом, која не дозвољава никакву измену топлоте, и ако је један топлији од другог, ваздух ће се у топлијем стубу већма ширити него у хладнијем. Наравно, да се утицај загревања са земљине површине неће осетити до горње границе атмосфере него до одређене висине, која је по теорији

[1]) *G. Hellmann*, l. c.

тим већа што је јаче загревање земљине површине. Услед ширења се, дакле, ваздушне честице према висини збијају, ваздух постаје гушћи и потисак тим већи што је већа висина, ма да је у оба стуба притисак изнад земљине површине остао непромењен, јер се ниједна честица из стубова није удаљила. Последица тих процеса ће бити, да ће у топлијем стубу површине истог притиска бити свугде на већој висини него на хладнијој страни (скица 185, лево), што се видело и у таблици на стр. 352, у којој су приказане промене у ваздушним притисцима на висинама при повећавању температура.



Скица 185. — (по *de Martonne*-у)

Али се теоретски услови одмах промену чим се преграда отклони; јер, пошто је на висинама ваздух изнад топлијег стуба гушћи него на истим висинама хладнијег стуба, у природи су површине истих притисака нагнуте од топлијих према хладнијим пределима, будући су и топлотни прелази постепени. Услед поремећаја равнотеже земљина тежа добија активну компоненту, чији се правац подудара са нагибом површине истог притиска и којој не делује на супрот никаква одговарајућа снага, са изузетком трења. То је разлог, што се на висини ваздушне честице дуж нагиба истих притисака ставе у кретање и почне да дува ветар, односно горња ваздушна струја (скица 185, десно горе). На тај начин извесне масе ваздуха бивају однашане са топлијег ка хладнијем пределу и у исто се време на првом пределу притисак при земљиној површини почне смањивати, јер се жива у барометру спушта, а на другом повећавати, јер се тамо диже.

Због већих притисака изнад хладнијега, а мањих изнад топлијег предела, изобарске површине се нагну од хладнијег према топлијем пределу. Тако је и у приземним ваздушним слојевима равнотежа поремећена, те се приземне честице ваздуха почну кретати у истом правцу, у тежњи да успоставе равнотежу. Али се успостављањем равнотеже у хоризонталном правцу поремети вертикална равнотежа, будући се на топлијем пределу притицањем ваздушних честица са хладније околине

притисак постепено повећава, а отицањем ваздуха на висини се, у односу ранијег, постепено смањује, док се изнад хладнијих предела земљине површине догађају обрнуте појаве. Зато се у топлијем ваздушном стубу развије асцендентно, а у хладнијем десцендентно струјање ваздушних маса, као што показују стрелице. Затворено кружно кретање трајаће све дотле, док траје поремећајан узрок, у овом случају разлика у температури између једног и другог стуба, са одговарајућом разликом у притисцима, који су последица првих. По теорији приземни и горњи ветрови дувају управно на правац изобара, у оба случаја од предела већих ка пределу мањих притисака.

То је кратак приказ термичке теорије о ветровима.

Барометарски градијент и барски закони ветрова. — Разлика у ваздушном притиску двају места има у теорији ваздушних струја уопште врло велики значај и зато је добила утврђен облик, тј. за све је случајеве редуцирана на исто удаљење: на средњи меридијански степен, чија је дужина 111 км. Та разлика се увек одређује усправно на правац пружања изобара и има исти значај као пад код речних вода. Ако је на два места, на удаљењу од 240 километара, разлика у притиску 1·3 мм, она ће при редукцији на јединку удаљења добити вредност (1·3 × 111) : 240 = 0·6 мм., која се зове *барометарски градијент*, или укратко *градијент*. За њега је карактеристично, да ни при знатним поремећајима атмосферске равнотеже није сувише велики, јер је градијент од 1·2 мм. један од највећих средњих градијената при земљиној површини. Само се при орканима, најразвијенијим ваздушним вртлозима, и на врло малим одстојањима, градијент повећа до 24 мм. По томе излази, да градијент и брзина ветра стоје у правом односу, јер што је већи градијент тим су изобаре ближе једна другој и ветар тим јачи. Градијент од 3 мм. проузрокује врло јак ветар, а ако је већи од 5 мм. јављају се буре и олује.

Међутим, због девијаторне снаге земљине ротације, ветрови никад не дувају у правцу градијента него су, са изузетком екватора, на северној полукугли скренути на десно, а на јужној на лево, и то по правилу, да је величина скретања зависна од географске ширине места и брзине ветра, одн. градијента, која је изражена формулом (стр. 142.):

$$\sigma = 2\,\omega\, v \sin \varphi$$

То је заиста и утврђено, јер је девијаторна снага на већим ширинама јача него на мањим и тим је изразитија, што је градијент већи.

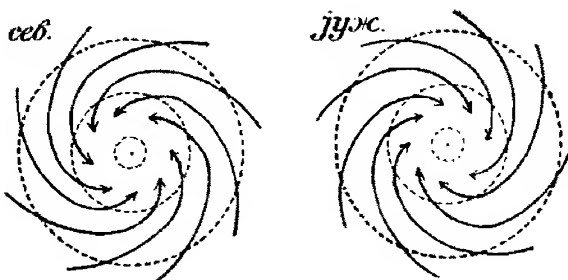
Према досадањем излагању могу се извести општи закони о ветровима. Основан је закон свих хоризонталних кретања у атмосфери, да при сваком поремећају равнотеже ваздух отиче са предела већег ка пределима мањег притиска. Други је закон, да јачина ветрова зависи од

величине градијента (*Стефенсон*ов закон), а трећи *Баис Балот*ов закон о ветровима гласи: Ако је посматрач на северној полукугли леђима окренут ветру лежаће на лево, и нешто испред њега, предео ниског притиска, а на десно, и нешто иза њега, предео високог притиска, док на јужној полукугли треба лево заменути са десним и обратно.

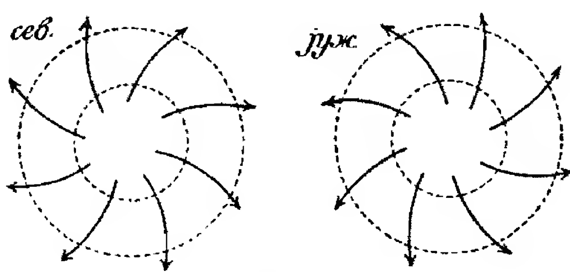
Циклона и антициклона. — Предео ниског ваздушног притиска *изнад земљине површине,* који је са свих страна опкољен већим притисцима, било услед неједнаког загревања или ког другог узрока, зове се *барометарска депресија* или *циклона,* а део најмањег притиска у њему *барометарски минимум.* По томе су услови ваздушних притисака у циклони онаки, какви би били кад би топлији ваздушан стуб био са свих страна опкољен хладнијим масама. С тога би на висини површине истог притиска биле нагнуте од језгра циклоне према хладнијим пределима, а у приземним слојевима у противном правцу, према њеним средишним деловима. На средини између њих налази се неутралан слој ваздуха и површина истог притиска без нагиба. На тај се начин барометарска депресија дели на горњу и доњу половину: у горњој су притисци на истим висинама већи него у хладнијој околини и честице ваздуха се крећу од централних делова према периферији, док се на доњој половини притисак према средишту све више смањује и зато са свих страна увлачи у себе околне масе ваздуха, да би се успоставила равнотежа. Око средишних делова развије се асцендентно струјање, којим се честице дижу на више, а изван периферије десцендентно струјање, ради успостављања кружења.

Антициклона је већ по свом називу супротност од циклоне, т. ј. творевина, која је као предео високих притисака изнад земљине површине опкољена нижим притисцима. Њен средишни део са највећим притиском је *барометарски максимум.* У антициклони су услови у вертикалној подели притисака онаки, као кад би хладнији ваздушан стуб био са свих страна опкољен топлијим ваздухом. У приземним би слојевима површине истог притиска биле нагнуте од средишта ка ивицама, а горе у супротном правцу, док би се негде око средине појавио неутралан ваздушни слој са површином истог притиска у хоризонталном положају. Према такој подели ваздушних притисака дували би горе и доле супротни ветрови: при земљиној површини ветар од средишта антициклоне ка топлијим пределима, а на висини би ваздух са свих страна притицао према централним деловима, о чему сведочи не само кретање облака у истом правцу него и постојаност антициклонâ; оне би брзо ишчезле кад би приземан ваздух стално отицао. Горе се, дакле, ваздух у антициклони нагомилава, доле мора да одилази; последице тога су десцендентна ваздушна струја у средини, а у околним спољашњим пределима асцендентне струје.

Треба нарочито подвући, да се појам циклоне и антициклоне односи на услове у подели притисака у приземним ваздушним слојевима, јер је мало час споменуто, да су у горњој половини циклоналног система антициклонални услови, а супротни у горњој половини антициклоне. У графичком приказу је распоред изобара у циклони при земљиној површини такав, да од ивице према средишту имају све мање вредности, док се код антициклоне у истом правцу повећавају. Али у оба случаја ветрови не дувају у правцу гравијента, него су због земљине ротације скренути. На местима, где је ваздушан притисак спао испод притисака околине, развија се спирално, увојито кретање, слично вртлогу, у коме се ваздушне честице околишним путем ближе барометарском минимуму. То је појам *циклоналног кретања*, које се на северној полукугли догађа у противном правцу кретања сказаљке, а на јужној — због скретања на лево — у правцу сказаљке (скица 186.). У антициклонама се ваздушне честице опет крећу спирално, али у супротним правцима према односима код циклона, и зато се као супротност циклоналним зову *антициклонална кретања*. Ту ветар спирално околиши око барометарског максимума; десна му је страна кривине на северној полукугли окренута према унутрашњем највећем ваздушном притиску и окружује га у смислу кретања сказаљке на часовнику, а на јужној у противном правцу (скица 187).



Скица 186.



Скица 187.

У скицама су са мањим или већим бројем стрела, односно праваца ка којима ветрови дувају, уједно означене и различите јачине ветра у циклони и антициклони. Оне су делом изазване већом разликом у ваздушним притисцима, јер су изобаре у циклони ближе једна другој, а делом центрифугалном снагом и неједнаком густином ваздуха[1]). Као код свих кривудавих кретања показује се и код ветрова тежња, да се по закону инерције и даље крећу правом, а не увојитом линијом, т. ј. да се крећу у правцу тангенте. Та тежња постоји на свакој тачци путање и управљена је према испупченој страни те делује као центрифугална снага. Тако се девијаторној снази придружује и ова, па у приземном систему ветрова делује код барометарске депресије у истом

[1]) *Dr. R. Börnstein, Leitfaden der Wetterkunde.* Braunschweig 1906., стр. 155—156.

правцу девијаторне снаге, док јој је код антициклоне деловање супротно и смањује утицај девијације. У циклони се ваздушне честице већ крећу увојитом линијом, али центрифугална снага делује тангенцијално, још већма их скреће на десно, путања им постаје још увојитија и дужа. Тиме се брзина кретања повећава и ветар постаје све јачи. Код антициклоналних кретања центрифугална снага такође делује тангенцијално; она баш тиме знатно смањује конвексност на путањама ваздушних честица и успостављање поремећене атмосферске равнотеже било би убрзано, јер се честице крећу правијим и краћим путем, али се услед тога јачина ветра смањује. С друге је стране, при једнакој подели ваздушних притисака, брзина ветра тим већа, што је мања густина ваздуха; међутим акцелерација, која је проузрокована разликом у притисцима стоји у обрнутом односу са густином и зато се при истим градијентима повећава са смањивањем густине ваздуха. У циклони је због мањих притисака мања и густина, а ветар је јачи него у антициклони.

Код графичког приказа циклоналних предела на земљи изобаре ретко кад имају кружан и правилан облик, него су најчешће неправилне и мање више елиптичне. Линија од СИ на ЈЗ, повучена кроз средиште циклоне, дели ју на две половине са противним временским карактером, услед супротних ветрова: на предњој (десној) половини дувају топли ветрови са мањих геогр. ширина, па се зато зове и екваторијална страна, док задња (лева) страна има хладне ветрове са већих ширина, па се зове и поларна страна. Елиптичне облике имају и изобаре у антициклонама, али ове најчешће покривају много веће просторе од циклона.

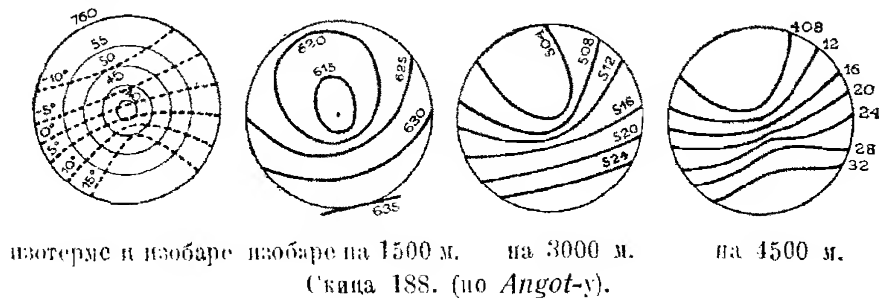
По теорији би, према приземним ветровима, на горњим деловима ових творевина дували ветрови из супротних праваца, т. ј. у циклони би било антициклонално, а у антициклони циклонално кретање. Међутим је у новије доба доказано, да на нивоу цируса, на висини од 8 до 12 километара, дувају претежно ветрови са западног квадранта, нарочито у Северној Америци. Изобаре немају тип антициклоналне, одн. циклоналне поделе него се у кривудавим линијама у главном пружају од Запада на Исток. У циклони циклонално кретање са висином постепено ишчезава, као у антициклони антициклонално, и постепено се прелази у нормалне услове, по којима се притисци на висинама према већим географским ширинама уопште смањују, без обзира да ли је при земљиној површини развијено циклонално или антициклонално кретање ваздуха[1]). Осим тога *Бигило* упозорава, да још на нивоу кумулуса (око 1·3 км. вис.) владају слични односи у ветровима као при земљиној површини; јаче се скретање од градијента осећа на нивоу страто-кумулуса (око 2 км), али

---

[1]) *H. H. Clayton, Discussion of the Cloud Observations made at Blue Hill Observatory, Readville, Mass.* Ann. of the Astron. Observ. Harvard College. XXX. Part IV. Cambridge 1896., стр. 271—500, са XVII таблица.

се одатле на више вртложасто кретање губи, постаје нејасно и прелази у општи источни правац кретања[1]). То исто је закључио и *Окерблом* према опажањима цируса у Средњој Европи, јер и ту ветрови показују много мању зависност од поделе ваздушних притисака при земљиној површини но што је случај у Северној Европи: Британији и Скандинавији, где се зависност од приземних притисака осећа и на великим висинама[2]). За доказ може послужити и *Анго*ов теоретски пример, у коме је претпостављено, да су изобаре изнад земљине површине кружних облика, да температуре у главном опадају од ЈЈИ на ССЗ и да се у свима деловима циклоне на сваких 100 метара висине смање за 0·6°C[3]). По скици 188 се види, да већ на висини од 1500 м. настане видљива деформација: центар се помакао ка СЗ-у, а изобаре више елиптичког облика. На још већим висинама све више губе затворене облике, кривине им се смањују, најпосле се на 4·5 км. извитопере и прелазе у таласасте линије правца ЗЈЗ-ИСИ.

Откако је доказано, да је средња температура целог ваздушног стуба у антициклони бар до 6 км. висине већа но што је у циклони, по-



изотерме и изобаре   изобаре на 1500 м.   на 3000 м.   на 4500 м.
Скица 188. (по *Angot*-у).

чела се термичка теорија о њиховом постанку напуштати и све више се прелазило у другу крајност, по којој се сва кретања у ваздуху своде на динамичне узроке. По тој новијој теорији загревање земљине површине и асцендентне струје нису првобитни узроци за образовање циклона него температурне разлике код суседних делова атмосфере, из којих оне црпу своју енергију[4]), а исто вреди и за антициклоне. Услед атмосферских кретања, било код двају блиских слојева неједнаких брзина или супротних праваца, било разређивањем или нагомилавањем ваздушних маса у разним пределима, могу исте творевине постати ме-

[1]) *Frank H. Bigelow, Report on the International Cloud Observations, May, 1, 1896 to July, 1, 1897.* Report of the Chief of the Weather Bureau for 1898 1899. Vol. II. Washington 1900.

[2]) *F. Åkerblom, Recherches sur les courants les plus bas de l'atmosphère au-dessus de Paris.* Nova Acta Regiae Soc. Scient. Upsaliensis. Ser. IV, Vol. 2. Upsala 1908., 25 стр.

[3]) *Alfred Angot, Traité élémentaire de Météorologie.* Paris, Gauthier-Villars. 1899., стр. 315.

[4]) *W. v. Bezold, Zur Theorie der Zyklonen.* Gesammelte Abhandlungen. Braunschweig 1906., стр. 284—305.

ханичким путем, као што се на рекама образују вртлози на оним местима, где су поједини делови спречени у кретању, или где мењају правац. Тако се, према посматрањима облака, циклоне у Сједињеним Државама стварају на просечној висини од 2500 метара, где се сударају топле ваздушне струје из јужнијих предела са хладнијим северним струјама, а одатле се спуштају према земљиној површини[1]). Свакако ће истина бити по среди и оба се гледишта могу довести у сагласност[2]), јер су Азија и Аустралија у зимским и летњим месецима у истини типски представници антициклона и циклона чисто термичког порекла, док су појасеви субтропских високих притисака у главном динамичног порекла, као што ће се доцније видети.

Општи системи ветрова изнад земљине површине. — После споменутих чињеница потпуно је јасно, да се ветрови равнају према подели ваздушних притисака и главни њихови правци могу се утврдити с помоћу изобарских карата. Свакако ће најпостојанији ветрови дувати у оним пределима, где је најпостојанија подела ваздушних притисака. Раније се видело, да јужна полукугла уопште има правилнију поделу температура и притисака, која више одговара теорији, а то исто вреди и за ветрове, као последице неједнакости у притисцима. По *Девису* су сви они ветрови, који дувају према теоретској подели ваздушних притисака на Земљи, *планетарни ветрови*[3]) и овима ће се прво обратити пажња.

Појас долдрума. Ваздух се изнад врелог екватора највећма загрева и шири, као у сваком циклоналном систему, и према даљим променама, које се услед тога догађају, дуж њега се ствара појас релативно ниског притиска. То је барометарски екватор без градијента: појас слабих, променљивих ветрића и честих маина, кадикад јачих ветровних удара из разних праваца, и најчешће наоблачног неба, који је у морнарским круговима назван појасом долдрума. Он се са привидним кретањима Сунца помера Југу и Северу, прилагођавајући се термичком екватору. али са знатним задоцњавањима према најјужнијем и најсевернијем сунчевом положају на небу. На Атлантском и Тихом Океану стално је на северној полукугли, са средњом ширином око 440 км. (4^0 геогр. шир.), док на Индијском Океану при крају зиме (у фебруару) лежи око 8^0 и 10^0 јуж. шир., а у лету га нема. Услед мале ширине и доста великог премештања врло је мало предела, који стално леже у појасу екваторијалних маина.

---

[1]) *F. H. Bigelow, The Mechanism of Countercurrents of Different Temperatures in Cyclones and Anticyclones.* Mounthly Weather Review. XXXI 1903., стр. 72—74.

[2]) *Felix M. Exner, Die thermische und die dynamische Auffassung der Luftströmungen* Met. Zeitschr. 1922., стр. 73—79.

[3]) *William Morris Davis, Elementary Meteorology.* Ginn & Comp. Boston—New York—Chigago—London 1894., стр. 112—114.

Појасеви пасатских ветрова. С једне и друге стране екватора дувају од субтропског појаса високог притиска према појасу долдрума пасатски[1]) ветрови, карактеристични по својој постојаности и правилности, по чему су у Француској добили назив „vents alizés", а у државама са енглеским језиком „trade winds" [2]). Пасати би по правилу дували у правцу градијента, са већих према мањим ширинама, али су због земљине ротације скренути и на северној полукугли дувају као СИ., а на јужној као ЈИ. ветрови. Најправилније су развијени изнад океана, где нема секундарних утицаја, који би правилност реметили; зато су их први открили шпањолски и португалски морепловци (у XV столећу), а *Хумболд* је њима однесен у предео Антилских Острва. Правилност правца из кога дувају толико је велика, да на Острву Фернандо де Нороња (3°50′ ј. ш., 32°26′ з. ш.) преко 90% од свих ветрова отпада на ЈИ. и Ј. ветрове. С друге су стране на Острву Свете Јелене (15°56′ ј. ш., 5°42′ з. д.) према 45-огодишњим посматрањима највећа одступања код ЈИ. пасата од Ј37°И (IX) до Ј43°И (III), док су код СИ. пасата у 60-годишњим средњим вредностима максимална одступања од С18°И (V) до С48°И (I). Исто су тако пасати доста постојани и по јачини, ма да се јасно огледа годишња периода: СИ. пасат је најјачи око пролетње равнодневице (април 6·0 м/сек), најслабији око јесење (октобар 3·3 м/сек), а код југоисточног је обрнут случај, јер највећу брзину има у септембру са 7·6 м/сек, а најмању у мају са 4·9 м/сек[3]).

Пасат на јужној полукугли заузима већи простор него на северној и непрекидниji је. Он уз западне обале јужних континената дува као Ј. и ЈЈИ. ветар, а тек даље, на океанској пучини, прелази у нормалан правац ЈИ. и ИЈИ. ветра. У јануару, за време јужног лета, ЈИ. пасат престаје на Индијском Океану већ око 10° јуж. шир., јер је у даљем ширењу према екватору спречен азијатским СИ. пасатом, одн. монсуном; на Атлантском Океану допире до екватора и на средњем делу пређе на северне ширине, а на Тихом Океану се прошири до 5° сев. шир., али већ од 140° зап. дуж. изгуби свој карактер: спречи га СИ. пасат, који дува према барометарској депресији на северној половини Аустралије, те одатле прелази у И. и СИ. ветар. На копнима јужне полукугле ЈИ. пасата готово и нема, једино на југоисточној обали Аустралије и источној

---

[1]) од шпањ. *passata* = превоз; јер су се пасатима служили при пловљењу за Америку.

[2]) у старом франц. језику је *alis* значило једнак, сложан, па по томе и правилан, а у енгл. је *trade* (од глаг. *tread*) у првобитном значењу: утапкан пут, дакле појам постојаности, дувања у одређеном правцу.

[3]) реф. *J. v. Hann: Hepworth und Shaw über die Passate des Atlantischen Ozeans und das Klima von St. Helena.* Met. Zeitschr. 1912., стр. 157—163. — *J. v. Hann, Meteorologie von Fernando de Noronha, einer kleinen ozeanischen äquatorialen Insel.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXXIII. Abt. IIa. Wien 1914.

обали Јужне Америке, од 8^0 до 15^0 јуж. шир. — У јулу се цео систем југоисточног пасата, заједно са субтропским појасом високог притиска, помери према Северу. На сва три океана пређе преко екватора, отприлике до 5^0 и 10^0 сев. шир., али као ЈИ. ветар дува само на западној половини Атлантског и Тихог Океана, овде до 150^0 ист. дуж., а иначе као ЈЗ. ветар, јер на северној полукугли девијацијона снага делује у другом правцу. Али се за време зиме ЈИ. пасат много дубље прошири у копно; дува на већем делу Бразилије, од Амазонаса до 20^0 јуж. шир., у западном приморју јужне Африке и на северној половини Аустралије.

У лету северне полукугле североисточан пасат је развијен само на Атлантском и Тихом Океану, просечно до 10^0 сев. шир., али на оба океана уз њихове источне обале дува као С. и ССИ. ветар, даље на пучини као прави СИ. пасат, на западним деловима као ИСИ. и И. ветар, да на већим ширинама узме СЗ. правац, дувајући као ЈИ и Ј. монсун. На копну се осећа само на северозападној обали Средње Америке и у сливу Оринока. — У јануару СИ. пасат пређе на западном делу Индијског Океана преко екватора до Мадагаскара (15^0 јуж. шир.), а на источном до 10^0 јуж. шир., али ту дува као С., СЗ., па и З. ветар, јер ветрови на јужним ширинама скрећу на лево. И на западној половини Тихог Океана североисточан пасат пређе на јужну полукуглу до 12^0 јуж. шир. као СИ. и С. ветар. Једино се на Атлантском Океану задржава на северној полукугли, али се зато у Јужној Америци прошири преко целог слива Амазонаса.

Просечна ширина североисточног пасата је од 29^0 до 7^0 сев. шир. (око 2440 км.), а југоисточног од 27^0 јуж. шир. до екватора (око 2990 км.).

Субтропски појасеви маина. У централним деловима појасева високих притисака, који су нарочито развијени на океанима, јављају се — као и у централним деловима антициклоне — услови за десцендентне струје, које немају карактер правих ветрова. Ту с тога превлађују ветрићи из разних праваца и нарочито маине, али не онолико изразито као у екваторијалном појасу долдрума. Небо је у тим пределима врло ведро, ваздух сув и превлађује лепо време. Изван централних делова почиње систем антициклоналних ветрова, али те антициклоне имају врло издужене елиптичне облике, зато су ветрови нарочито јасно и правилно развијени на њиховим северним и јужним странама, а мање на западним и источним.

Појасеви превлађујућих западних ветрова. На поларним границама појасева високих притисака, приближно од 40^0 геогр. шир., почињу дувати ветрови из западног квадранта, који се осећају све до субполарних ширина. Они су ограничени на пределе умерених ширина, али немају ни близу онолику правилност и постојаност као пасати. Поред њих се свугде јављају и ветрови из свију других праваца, и ако не толико често као они са Запада. На географским картама су уцртани само

просечни правци ветрова, али су одступања од њих у оба правца врло велика. На умереним се ширинама циклоне и антициклоне доста брзо једна за другом смењују, па и огромна евразијска зимска антициклона, одн. летња барометарска депресија, мења од године до године свој облик, пространство и интензитет, а упоредо са њима се мењају правци и брзине ветрова. И код ових постоји врло велика разлика према брзини пасатских ветрова; код њих се брзине мењају од 3·3 до 12·2 м/сек, а код западних ветрова од 2·8 до 25·0 м/сек. Напослетку су у пределима превлађујућих западних ветрова промене у времену веома честе и што је предео ближи стожернику време је све промењивије.

Само на јужној полукугли, која на умереном појасу има врло мало копна, западни су ветрови скоро исто онолико правилни као пасати и дувају у истом правцу око целе Земље. Они су најправилнији од 40^0 до 60^0 јуж. шир., те су их морнари назвали „послушни западни ветрови". Али услед циклоналних вртлога западни ветрови кадикад промену правац, нарочито на већим ширинама, и тада по неколико дана дувају са врло великом снагом. Најјачи су они око јужног дела Јужне Америке, јер их копнена маса јако спречава у кретању, те се око Хорновог Рта ветрови често појачају до буре, а море је увек узбуркано. То је разлог, што једрењаче на путу из Енглеске за Аустралију не иду краћим путем, преко Хорновог Рта на Запад, него испод Рта Добре Наде скрену на Исток, али при повратку пролазе јужно од Хорновог Рта и на целом путу имају стално западне ветрове, који их носе собом.

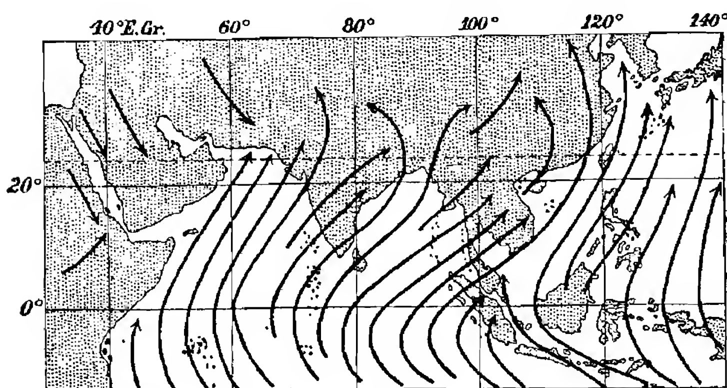
На северној полукугли су западни ветрови и на океанским површинама доста поремећени блиским континентима, са нарочитом поделом ваздушних притисака. У лето су прилично правилни на Атлантском Океану као ЈЗ. ветрови, у целој Средњој и Западној Европи осећају се као З. и СЗ. ветрови све до Урала, али на Тихом Океану дувају само јужни ветрови, а тек око западних обала Северне Америке ветрови из западног квадранта. — У зиму је на Атлантском Океану систем западних ветрова правилније развијен; одатле дувају дубоко у евразијско копно југозападни ветрови, док на Тихом Океану тек у близини западних обала Северне Америке дувају од 40^0 до 60^0 сев. шир. ветрови са Северозапада до Југозапада.

Субполаран систем ветрова. Око јужног пола развијена је у току целе године антициклона из које дувају југоисточни и источни ветрови, одговарајући термичким условима и утицају земљине ротације, али се у току године премешта: лети се примиче јужном полу, а зими према земљиној источној половини. Границу између субтропског појаса високог притиска и антарктичке антициклоне представља појас изразите барометарске депресије са маинама и млаким, промењивим ветровима, која између Африке и Кергелен Острва лежи око 55^0 јуж. шир., а даље на

Исток, према Вилкесовој Земљи и Аустралији, око 65° јуж. шир. Исто је тако и за арктичку област доказано, да у циркумполарним пределима ветрови имају према екватору управљену компоненту, т. ј. да ветар дува са поларних ширина према субполарној барометарској удолини.

Монсунски ветрови. Услед неједнаке поделе копна и мора и разлике у њиховим физичким особинама на неким су деловима Земље услови планетарних ветрова промењени. Тај утицај је нарочито видљив на северној полукугли, са њеним великим континентима. Због њиховог много јачег загревања и хлађења, у односу према океанима, настаје коренита промена атмосферских услова; пре свега се нормална подела ваздушних притисака веома поремети, па према томе и ветрови. Ту се, наиме, у приморским пределима, око тропских и суптропских ширина, догађа периодска смена ветрова готово из супротних праваца, те зими са врло расхлађеног копна под великим ваздушним притиском дува ветар према морским обалама, а лети због јаке прегрејаности и ниских притисака са околних океана у копно. То је појам монсунских ветрова, или по Девисовом називу континенталних монсуна, који су најбоље развијени и проучени у Индији. Међутим је у научној литератури појам монсуна јако проширен, јер *монсун*, одн. у арап. *маузим*, има значење опредељеног времена, или годишњег доба, а специјално у Индији кишовитог годишњег доба[1])

У летњим месецима централни делови Азије имају врло високе температуре. Ваздух је изнад огромних платоа и пустиња јако загрејан, а ваздушан притисак смањен. На јужној је полукугли у то доба зима, те је јужни субтропски појас високог притиска много изразитији, и ваздушан притисак на Индијском Океану стално опада од 30° јуж. до 30° сев. шир. То је погодан услов за снажне ветрове и тако се југоисточан пасат преко екватора продужи на северну полуклуглу, те на обале јужне Азије дува као југозападан монсун, јер је девијаторном снагом скренут на десно (скица 189). На источним је обалама Азије југоисточан пасат скренут у Ј. и ЈЈИ. монсун, који продире дубоко у унутрашњост копна преко целе Кине и Манџурије. Летњи монсун је запаран

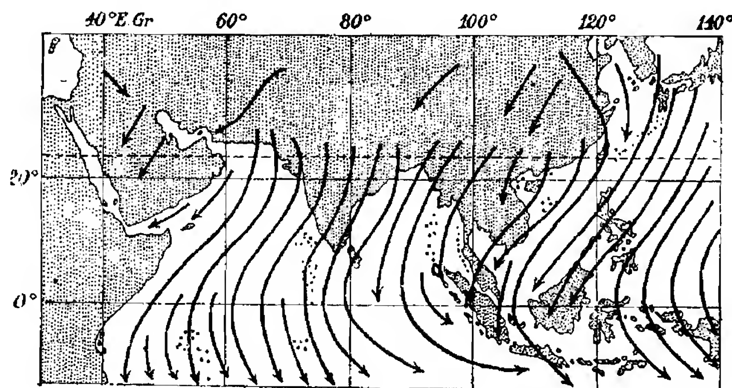


Скица 189. — Летњи монсун у јужној Азији.

[1]) *Dr. G. C. Simpson,* The South-west Monsoon. Quart. Journ. of the Roy. Met. Soc. Vol. 47. № 199. London 1921., стр. 151—172.

и влажан ветар, који скоро изненада, већином у јуну, нагло провали и временски се карактер сасвим промене.

У зиму, кад је барометарски екватор на Индијском Океану, око 10° јужније од географског, владају изнад Азије врло ниске температуре. Услед њих се ваздушан притисак знатно повећава и североисточан пасат се прошири преко целог јужног и југоисточног дела азијатског копна, где дува — према положају обале — као североисточан, северан и северозападан ветар према појасу екваторијалних маина. У односу према летњем, југозападном монсуну, зими је пасатски ветар на јужним обалама Азије североисточан монсун. Међутим Индија не учествује непосредно у атмосферској циркулацији између сибирског барометарског максимума и екваторијалног појаса долдрума, јер јој се на северним границама дижу Хималаје и из тог је разлога полазна тачка за индијски зимски монсун у Панџабу, на горњим притокама Индуса, где су најниже температуре. Тај ветар почиње дувати у септембру, интензивније у октобру, али већ у марту почне слабити и постепено ишчезава. У Индији је зимски монсун хладан, сув и слаб ветар, толико слаб да урођеници за њега не знају. Али је зато у Кини, појачан дубоким поремећајима атмосферске равнотеже у Сибирији, кадикад веома јак, екстремно хладан, снажно удара на обале и постепено прелази у правилан правац СИ. пасата (ск. 190).



Скица 190. — Зимски монсун у јужној Азији.

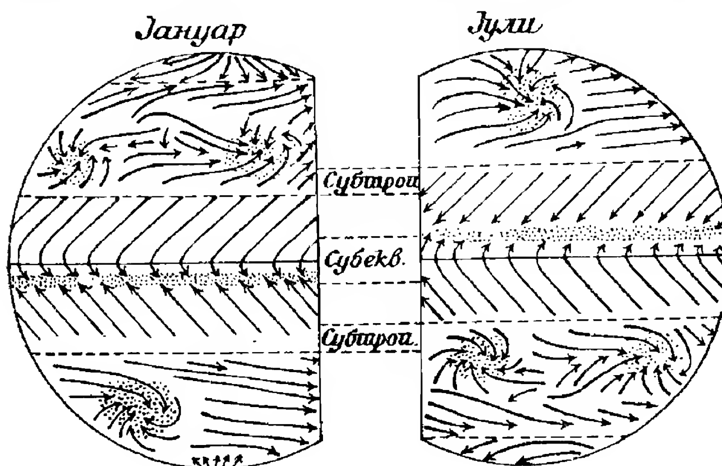
По овом излагању излази, да монсуни јужне Азије нису само последица разлика у термичким променама на копну и океану, него се — због свог географског положаја — преплићу са пасатским ветровима. Азијатски монсун влада и на источној обали екваторијалне Африке, у лету као ЈЗ., а зими као СИ. и И. ветар, када допире до Канала Мосамбика. Осим тога се из обеју скица види, како се оба монсуна продужују преко архипелага Задње Индије. Они се заиста везују са другим монсунским системом у Аустралији, који је опет комбинација планетарних и континенталних ветрова. Летњи су монсуни проузроковани снажним загревањем пустињских предела у централним деловима Аустралије, а зими антициклоном на њеној јужној половини. Овде доба кишовитих монсуна одговара индијском сушном монсуну и обратно. Поред ових има и у другим пределима монсуна, који су изазвани термичким условима: на Пиринејском Полуострву, око Каспијског Мора,

на западној обали Калифорније и у Тексасу, а у летњим месецима и на западној обали Африке од 15° сев. до 5° јуж. шир., као скренут југоисточан пасат у југозападан монсун, услед врло високих температура у Судану и Сахари.

Планетаран систем ветрова је поремећен и нагибом земљине осовине према еклиптици, чиме је изазвано мигрирање термичког екватора и појасева субтропских високих притисака. Али су системи ветрова у своме помицању много ограниченији од сунчевог кретања по небу и они се иза сунчевих екстремних положаја (солстиција) нађу на екстремним положајима око два месеца доцније. Тако су на Атлантском и Тихом Океану поједини системи ветрова у два супротна месеца ограничени овим упоредницима

	Атлантски Океан		Тихи Океан	
	март	септембар	март	септембар
СИ. пасат	26° до 3° с. ш.	35° до 11° с. ш.	25° до 5° с. ш.	30° до 10° с. ш.
појас долдрума	3° до 0° с. ш.	11° до 3° с. ш.	5° до 3° с. ш.	10° до 7° с. ш.
ЈИ. пасат	0° до 25° ј. ш.	3° с. до 25° ј. ш.	3° с. до 28° ј. ш.	7° с. до 20° ј. ш.

Тим утицајем се, по *Девис*овом називу, планетарни системи ветрова мењају у *терестријске*, али се њихове последице нарочито јасно осете око екватора и на субтропским ширинама. Услед тих променљивих услова у току године назван је онај појас, у чијим се границама померају екваторијалне маине, *субекваторијалан појас*, чија је карактеристика да се у зими и лету обе полукугле догађа смена ветрова. На северној полукугли смењује се СИ. пасат са ЈЗ. ветром, као продужењем ЈИ. пасата, а на јужној ЈИ. пасат и СЗ. ветар, као природан наставак СИ. пасата. Између тих времена владају маине. Ти односи су изнесени у теоретском облику у скици 191. за месец јануар и јули. Маине би за време северне зиме владале на пределима јужно од екватора, а лети северно од њега, док би око равнодневица биле у близини самог екватора. Међутим су, у истини, и у јануару и у јулу северније од екватора, нарочито у јулу, као средњем летњем месецу северне полукугле. Помицањем система ветрова у субекваторијалном појасу мењају се и климатски услови, нарочито с погледом на облачност, поделу киша и временски карактер.



Скица 191. — Теоријски систем планетарних ветрова у јануару и јулу (по *W. M. Davis*-у).

Два друга предела на Земљи, у којима се смењују постојани пасати са превлађујућим западним ветровима, названи су *суптропски појасеви.* У њима пасати дувају у летњем, западни ветрови у зимском годишњем добу обеју полукугала, а између тих времена су маине и промењљиви поветарци са разних праваца, јер се и појас субтропских маина помера на Север и Југ. И у овим се пределима временски услови мењају, због промене у правцу ветрова: лета су сува са прохладним ветровима из већих ширина, а зиме ветровите, бурне и кишовите, са врло промењљивим временом.

Али ни типови терестријских ветрова нису правилно развијени и подељени. Негде су ограничени на ужи, другде на шири појас, према физичким и морфолошким условима дотичних предела. С друге стране, због опште поделе ваздушних притисака, источне обале северних континената јужније од 40° шир. имају зими суве и релативно хладне ветрове из унутрашњости, а лети влажне и донекле прохладне ветрове са океана, док западна приморја имају прохладне и релативно суве ветрове са већих ширина, сем зиме, када повлачењем океанског барометарског максимума дођу под утицај кишовитих западних ветрова од 35° до 40° сев. шир. (тип медитеранске климе).

Превлађујући ветрови на висинама. — У последњим деценијама нарочита се пажња обратила кретањима цируса на свима тропским ширинама, па се њима, пренашањем вулканског пепела и, доцније, ваздушним лоптама дошло до важних података о ветровима на великим висинама.

Изнад самог екватора и оближњих делова земљине површине у главном превлађују до висине преко 10 км. источни ветрови, као вероватан наставак ЈИ. и СИ. пасата при њиховом сучељавању, са брзином око 30 до 40 м/сек. Такав правац ветрова је доказан 1883 год. пренашањем вулканског пепела при ерупцији Кракатауа (6°16′ јуж. шир., 108°27′ и. д.), ерупцијоним облацима стално активног вулкана Сангаи (1°52′ ј. ш., 78°18′ з. д.), у републици Екуадор, који на висинама од 9 до 14 километара бивају ветровима ношени на Запад[1]), а исто тако стално дувају источни ветрови и на врху Камерун Пика, у екваторијалној Африци, на 4°22′ ј. ш., 9°16′ и. д. и 4075 метара висина.

Али се према већим ширинама правци кретања цируса постепено мењају: на северној полукугли високе ваздушне струје све више скрећу на десно и источан ветар постепено прелази у ИЈИ, ЈИ, Ј, ЈЈЗ, те око 30° сев. шир. превлађује југозападан ветар, а на истој ширини јужне полукугле северозападан ветар. Супротно управљене ваздушне струје

---

[1]) *Prof. Dr. Hans Meyer, In den Hochebenen von Ecuador: Chimborasso, Cotopaxi u. s. w. Reisen und Studien.* Berlin, Dietr. Reimer 1907., 552 стр.; на стр. 427 и д.

изнад пасатских ветрова зову се *повратни пасати* или *антипасати*, који се по свом правцу подударају са приземним превлађујућим ветровима на средњим ширинама. За то пружају многобројне доказе не само кретања цируса[1]) него и пуштања змајева на океанима пасатских предела, којима је уједно доказано, да се у летњим месецима на источној половини Атлантског Океана јављају доста велики поремећаји код високих ваздушних струја[2]). Висина, на којој ветрови из источног квадранта, т. ј. СИ. и ЈИ. пасати, пређу у превлађујуће антипасате, на разним је ширинама различита, као и у годишњим добима, јер је лети увек већа него зими. Око екватора је средња граница већином изнад 10 км., око 10° сев. шир. од 8 до 11 км., око 20° сев. шир. од 5 до 10·5 км., а око 30° шир. је у летњим месецима на висини од 4 километра[3]).

Врло су компликовани услови код високих ветрова на Јави, у изразитој монсунској области, где се испитивањима у Батавији показало, да се у току године смењују у вертикалном правцу четири система ветрова: монсунски ветрови, затим пасат, па североисточан ветар (у овом случају антипасат) и најпосле до 24 километра висине т. зв. горњи пасат (по Бемелену). Али су сва четири система заступљена само приликом западног монсуна (од децембра до фебруара), а иначе се јављају по два или три система[4]).

О ваздушним струјама на висинама умереног појаса главни су подаци добијени посматрањима цирусних облака и бележењем ветрова на планинским врховима. На основу последњих је доказано, да се честина западних ветрова са висином нагло повећава. На висинама изнад 2000 м. просечно дува са западног квадранта 65%, а из источног 16% свих ветрова, док су на средњеевропским низијама одговарајуће вредности 53%, односно 30%. Осим тога, сва новија испитивања доводе до општег закључка, да се на умереном појасу обеју полукугала у главном подударају правци приземних ветрова и горњих ваздушних струја, т. ј. да дувају са западног према источном квадранту. Али се и ту показују извесне разлике, јер се у летњим месецима високе ваздушне струје крећу приближно са Запада на Исток, као и у летњим месецима од

---

[1]) *H. Hildebrandsson, Bewegung der Wolken.* Met. Zeitschr. 1892., стр. 266—269 и *H. Hildebrand Hildebrandsson, Résultats des recherches empiriques sur les mouvements généraux de l'atmosphère.* Nova Acta Regiae Soc. Scient. Upsaliensis. Ser. IV. Vol. 5. № 1. Upsala 1918. 50 стр. и 6 таблица.

[2]) *Dr. Albert Peppler, Zur Aeorologie tropischer und subtropischer Ozeane.* Pet. Mitt. 1912. II. Hbd., стр. 69—71.

[3]) *F. H. Bigelow, Results of the Nephoscopic Observations in the West Indies during the Years 1899—1903.* Monthly Weather Review. 1904., стр. 166—169.

[4]) *W. van Bemmelen, Die Windverhältnisse in den oberen Luftschichten nach Ballonvisierungen in Batavia.* Koninkl Magnet. en Meteorol. Observatorium te Batavia. 1911., 77 стр. са 1 таблицом.

55° сев. шир. до субтропског појаса, али се у истим месецима од 55° до 70° сев. шир. крећу са Северозапада.

Теорија општег ваздушног кружења на Земљи. — У првим теоријама о ветровима, које су изнели *Хали* и *Хадли*, обраћена је главна пажња узроцима пасата[1]), а тек много доцније се дошло до општијих теорија, од којих је најпознатија *Ферел*ова, у популарном издању[2]). Али су новија аеролошка испитивања само делимично потврдила назоре свих старијих теорија, а уједно пружила драгоцене податке за тачније решење опште атмосферске циркулације[3]). Нарочито је тај материјал употребио *Хилдебрандсон*, да би независно од свих ранијих теорија добио што складнију слику о општим кретањима ваздуха и овде ће се изнети његови главни закључци према радовима и једном приватном писму[4]).

При теоретској обради ваздушног кружења мора се поћи од претпоставке хомогене и равне земљине површине, која не подлежи ротацији. Према општем положају Земље према Сунцу тропи у току године приме највише топлоте, поларни предели најмање, али она у приближно истим размерима бива издавана у просторе васионе, јер би се иначе Земља све више загревала. Издавање топлоте је најјаче у оним пределима, где у ваздуху има најмање водене паре и где је небо најведрије, а то би с једне стране били поларни предели, а с друге субтропски појасеви високих притисака, са десцендентним струјама. Примањем и издавањем топлоте на разним местима настају конвекционе струје, које се одржавају температурним разликама између тропских и поларних предела. Њима би било проузроковано отицање ваздушних честица од екватора према половима на висинама, а у приземним слојевима притицање од полова ка екватору, у оба случаја правцем подневака.

Али се обртањем Земље око своје осовине једноставна циркулација поремети. Услед ротације ће асцендентан ваздух на тропском, најтоплијем

---

[1]) *E. Halley, An Historical Account of the Trade-Winds and Monsoons observable in the Seas between and near the Tropics, with an Attemp to assign the Physical Cause of the said Winds.* Philos. Transact. Vol. XVI. 1686. — *George Hadley, Concerning the Cause of the General Trade-Winds.* Philos. Transact. Vol. XXXIX. 1735, у Dr. G. Hellmann, Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus. № 6. Berlin 1896.

[2]) *William Ferrel, A Popular Treatise on the Winds: comprising the General Motions of the Atmosphere.* London, Macmillan & Co. 1889., 505 стр.

[3]) *R. Süring, Der jetzige Stand der Kenntnisse vom Gesamtkreislauf der Atmosphäre.* Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. 1913., стр. 600—610.

[4]) *H. H. Hildebrandsson, Rapport sur les observations internationales des nuages au Comité Internat. Méteorol. I. Historique, Circulation générale de l'atmosphère.* Upsala 1903. 48 стр. са 22 таблице — исти: *Résultats des recherches empiriques sur les mouvements généraux de l'atmosphère*, l. c. — исти (по писму проф. Süring-у): *Betrachtungen über Verlauf und Ursache der mittleren Bewegungen der Atmosphäre.* Met. Zeitschr. 1919., стр. 95—97.

појасу бити на висинама пренашан од Истока на Запад према следећој формули:

$$V = 2 v \omega \cos \varphi,$$

у којој је *V* брзина кретања честица, ω ангуларна брзина земљине ротације, φ географска ширина. Та снага се у теоретским посматрањима често превиђа, али је истог степена као и девијаторна снага

$$\sigma = 2 v \omega \sin \varphi = H,$$

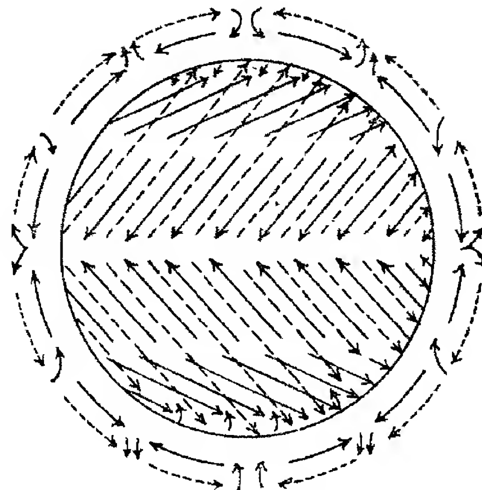
која изазива хоризонтална скретања ваздушних струја. На тај начин цела маса ваздуха у близини термичког екватора пређе у велико струјање од Истока на Запад. Међутим се са удаљавањем од субекваторијалног појаса смањује не само загревање него и снага *V*, а смањивањем температура се изазове вертикално кружење, које се не може проширити до полова. У истини допире само до повратника и огледа се у пасату и антипасату, који се ствара тиме, што горњи део источне екваторијалне струје отиче према хладнијем ваздуху на већим ширинама као ЈИ. одн. СИ. струја. Она ће услед све јаче девијаторне снаге према већим ширинама све више скретати на десно, и на северној полугугли постепено прелазити у јужну, југозападну и најпосле западну струју, која не може даље да се креће према полу. Темена тачка ове параболне путање лежи између 20° и 30° сев. шир., односно између 15° и 25° јуж. шир.

На исти начин прелази и теоретски северни пасат на северној полукугли у СИ. и И. ветар, а на јужној теоретски јужни пасат у ЈИ. и И. ветар, али се ближењем ка екватору све више загрева, диже се на више и тако са доње стране појачава и одржава велику екваторијалну источну струју. Ова је при земљиној површини врло слаба, услед чега превлађују маине и променљиви поветарци, али се према висини повећава до 30/сек.

Због антипасата, који почне дувати са Запада, ваздушан се притисак око субтропског појаса повећа, а градијент буде управљен према већим ширинама до циркумполарних вртлога, односно појасева најмањих притисака, који су динамичка последица првих. То је услов за превлађујуће западне ветрове на умереном појасу. Међутим, у свима циклоналним кретањима, па тако и у овим, ветрови имају компоненте, које су при земљиној површини управљене према средишту циклоне, у овом случају као ЈЗ. ветрови на нашој полукугли, а на висинама тангенцијалне, па чак и према супротним тачкама управљене, као што су СЗ. ветрови субтропских предела. Они од горе, са северне стране, одржавају и хране субтропски барометарски максимум, на исти начин као антипасати са Југа. Али субтропски појас високог притиска није непомичан. Лежећи између пасата и превлађујућих западних ветрова распада се у низ антициклона, које се брзином од 9 меридијанских степена дневно помичу на Исток, што је најлепше опажено на јужној полукугли.

Према половима се меридијани ближе и према закону о површинама ваздушан се притисак поларније од 70° геогр. шир. повећава, а то изазива поларне ветрове. У циркумполарним пределима горње су струје веома компликоване, а кретања неодређена и у арктичкој и у антарктичкој области.

Главан је закључак *Хилдебрандсона*, да вертикално кружење између екватора и полова не постоји. Око екватора имамо велику источну ваздушну струју, која је на Северу и Југу опкољена низом антициклона, а на појасу умерених ширина западне ветрове, који су од 60° до 70° геогр. шир. ограничени низом циклона. У скици 192. приказани су у теоретском облику сви главни системи ветрова у општем ваздушном кружењу, а изван круга места, где се вертикалне и хоризонталне струје смењују и образују зонална кружења. При томе су пуним линијама означени приземни ветрови, асцендентне и десцендентне струје, а испрекиданим ветрови на висинама, док стрелице указују на правце ваздушних кретања.


Скица 192. — Планетарно кружење ваздуха.

Велики се поремећаји догађају на северној полукугли, услед неправилне поделе копна и мора. То изазива разлике у температурама, притисцима и ветровима изнад земљине површине, а у приморју већином јаке ветрове, који дувају са мора на копно. Али, сви ови ветрови, па и сами монсуни, ма колико да су важни за климатске услове и људски саобраћај, ипак су ограничени само на најниже слојеве атмосфере и могу се сматрати као регијонални поремећаји. Свугде се у Индији, Јапану и Сибирији доњи систем ветрова ретко кад осети до већих висина од 4000 и 5000 метара. Изнад њих дувају нормални ветрови са западног квадранта.

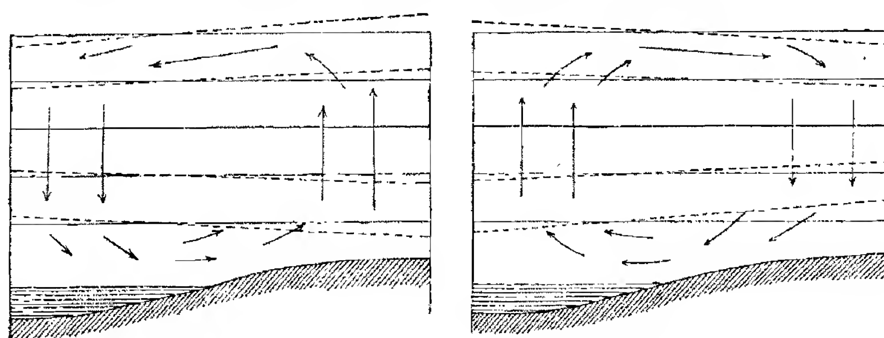
И ако је, дакле, атмосферска циркулација проузрокована топлотним разликама између климатских појасева, она је земљином ротацијом преображена и донекле унакажена, јер су термичким узроцима придружени и механички, односно динамички. Овима је на свакој полукугли изазван по један вртлог: око стожерника појас ниског притиска, око 35° геогр. шир. појас високог притиска, а с друге стране заједнички појас ниског притиска на граници оба вртлога, под субекваторијалним ширинама. Сваки је од њих јачи и већи у зимским месецима одговарајуће полукугле.

Дневне разлике у притисцима и дневни ветрови. — На додиру копна и мора и у планинским пределима јављају се многолика одсту-

пања од нормалне поделе ваздушног притиска, па с тога и промене у правцу и јачини ветра. Услед неједнаког загревања и хлађења копна и мора, долина и планинских падина настају у току дана наизменични ветрови, као што се у току године смењују монсуни. Наравно да они немају снагу монсуна, где су огромне масе ваздуха у кретању, него су то у главном слабији ветрићи, ограничени на много мање пределе.

Приморски ветрићи. Уз приморја и обале великих језера најјаче је развијена дневна смена ветрића у пределима великих дневних температурних промена, дакле у тропском појасу, а у летњим месецима и на умереним ширинама. При развитку овог феномена копно је активније, јер на топлотне промене јаче реагира.

Дању се копно уз приморје брже загрева, ваздух се већма шири, и од извесног тренутка почне асцендентно кретање честица, чиме се притисак на висини повећа, што се већином догоди у часовима пре поднева. Градијент је управљен према мору, према њему се крећу честице на висини, и негде на морској површини повећају притисак, док се изнад копнене равнице из истог разлога смањи. У тежњи за успостављањем равнотеже почне дувати поветарац са мора, тим јаче што је интензивније загревање равнице и што је јаче конвекцијоно струјање (скица 193 лево). Од поднева према вечеру интензитет сунчевих зракова



Ветрић с мора Ветрић с копна

Скица 193.

слаби, ветрић малаксава, те по сунчеву заласку настане неутрално топлотно стање и тишина.

Ноћу се због бржег хлађења равнице услови у ваздушном притиску измену. Приземан ваздух се изнад копна згушњава и што даље ноћ одмиче тим виши се слојеви расхладе и тим гушћи је приземан ваздух. Морска је површина топлија, притисак је на њој мањи и с тога ће у извесном тренутку дохнути поветарац са копна[1]). Тиме се поремети вертикална равнотежа у атмосфери и настане конвекцијоно струјање обрнутог правца (скица 193 десно).

[1]) У Дубровнику га зову „ветар с краја“, а Петар Хекторовић дневни ветар назива „сморац“.

И ако је теорија наизменичних дневних ветрова једноставна, требало је дуго времена док су се скупили сви докази о њеној истинитости, јер се због краткоће периоде не могу јавити велике разлике у барометарском стању, а кад би их и било, ограничене су на уско приморје. Испитивањима је заиста доказано, да је максимална разлика у ваздушном притиску двеју блиских приморских станица, једне на мору, друге на копну, ретко кад већа од 0·6 мм., а само је у изнимним случајевима нешто већа од 1 мм. Осим тога, доста дуго треба док се копно толико загреје или расхлади да се развије конвекцијоно струјање и зато се ветар с мора већином појави између 10 и 12 часова пре поднева, а други око поноћи.

Дневни поветарац прво почне дувати на пучини, 7 до 9 км. далеко од обале[1]), па се одатле ближи жалу и гдегде се прошири до 15 и 20 км. а гдегде до 40 км. дубоко у копно[2]), док се ноћни ветрић на Источном Мору најдаље осети до 15 км. од обале, али и он прво почне дувати на копну па се постепено ближи обали[3]). Даље је утврђено, да изнад ових дувају повратни ветрови, само је граница између њих на разним висинама. Код Њујорка су августа 1879 г. пуштани змајеви и показало се, да ветрић с мора допире од 50 до 250 м. висине, а просечно од 150 до 200 м., док компензацијони ветар почиње дувати на просечној висини од 240 до 400 метара[4]). У ведрим субропским пределима, код Оротаве, на обали Острва Тенерифе, горња граница ветрића с мора лежи на висинама од 300 до 800 м., а граница повратног ветра између 900 и 1300 м. висине[5]), док су у екваторијалним пределима још развијенији у вертикалном правцу. На Јави се, у околини Батавије, барски градијент при ветрићу с мора обрне тек на висини од 1000 метара, одакле почиње дувати повратан ветар, који се кадикад осети до 3000 метара[6]). Интересантни су подаци добијени за односе у Бургасу, на обали Црног Мора.

---

[1]) *Max Kaiser. Land- und Seewinde an der deutschen Ostseeküste.* Inaug. Diss. Halle 1906. IV +24 стр. — *D. Eginitis, Le Climat de l'Attique.* Annal. de Géogr. Tome XVII. 1908., стр. 413—432.

[2]) *W. M. Davis, L. G. Schultz and R. de C. Ward, An Investigation of the Sea-Breeze.* Annal. of the Astron. Observatory of Harvard College. Vol. XXI. Part. II. 1890., стр. 215—263.

[3]) То је за Женевско Језеро утврдио Форел: *F. A. Forel, Le Léman.* Tome I. Lausanne, F. Rouge. 1892., стр. 302—309.

[4]) *O. T. Sherman, Observations on the Height of Land and Sea Breezes taken at Coney Island.* Amer. Journ. of Science. Vol. XIX. 1880., стр. 313.

[5]) *R. Wenger, Untersuchungen über die Mechanik und Thermodynamik der freien Atmosphäre im nordatlantischen Passatgebiet.* Beitr. z. Physik d. freien Atmosphäre Bd. III. Hf. 4. 1910., стр. 173.

[6]) *W. van Bemmelen, Die Erforschung des tropischen Luftozeans in Niederländisch Ost Indien.* „Luftfahrt und Wissenschaft". Hf. 5. Berlin, Julius Springer, 1913., стр. 37.

Тамо се ветрић с мора осети до 690 м., а повратан ветар почиње дувати на висини од 1390 м. и допире до 1850 м., док ветрић с копна престаје на просечној висини од 180 м., а компензацијони се осећа од 1000 до 1580 метара[1]). Напослетку је доказано, да је ветрић с мора јачи, јер је позитивна температурна разлика копно-море дању већа но што је негативна ноћу. Код Бургаса ветрић с мора има средњу брзину од 3·6 м/сек., али се до 280 метара висине појача за 2·7 м/сек., а код ноћног поветарца средња је брзина мања, тек 2 м/сек. Код повратних ветрова брзине су уопште веће, али је карактеристично да је код ноћног ветра с мора већа (6·6 м/сек.) него код дневног ветра с копна (5·9 м/сек.).

Смена поветараца има за климу тропских и приморских предела веома велики значај, јер мењају у знатној мери услове топлоте и влажности. При томе су много изразитији утицаји дневног ветра с мора, који врло јако снизи температуру, а још више повећа релативну влажност. У Сенегалу се набрзо после сунчева рађања ваздух при додиру са песковитом површином почне врло нагло загревати и ако поветарац с мора задоцни, па почне дувати око 2 часа по подне, температура се у најтоплијем месецу може повећати до 40°, а иначе — при нормалној појави — већином се загреје до 28° и 30°C; о томе сведоче подаци за 14. април 1893 год. на приморској станици Јоал (14°9′ с. ш., 16°50′ з. д.):

	6a	9	12	12³⁰p	12⁴⁵	1	3
темпер. °C	20·8	30·6	38·4	39·2	28·0	26·1	24·0
рел. влажн. у %	43	18	4	3	45	61	65
правац ветра	ИСИ	СИ	СИ	СИ	СЗ	СЗ	СЗ

Међутим пред вече, кад ветар ослаби, температуре се понова повећају за 5° до 6° и права хладовина настане тек кад задува ветрић с копна, што се кадикад догоди око поноћи, па и много доцније[2]). Оба ова ветра имају у тропским климатима благотворан утицај, јер знатно смањују дневну неподношљиву топлоту, а ноћу јако освежавају.

На Охридском, Преспанском и неким другим македонским језерима наизменична смена поветараца правилна је појава, са изузетком зиме. Тамо имају своја нарочито имена, као и на Лак Леману и другим језерима у Алпима, и дневни се поветарци са језера, управо више ћарлијање, зову *ветерник* и *деник*, а ноћни са околних планина *ноћник* или *горник*, који су на обалама јачи од ветра с језера[3]).

---

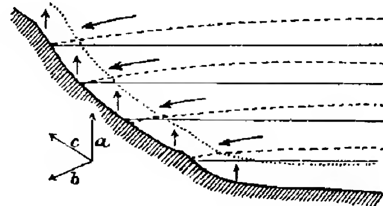
[1]) *F. Zinner, Der See- und Landwind zu Burgas.* Met. Zeitschr. 1919., стр. 93—95.

[2]) *G. Bigourdan, Résumé des observations météorologiques faites à Joal (Sénégal) par la mission chargée par le Bureau des Longitudes d'observer l'eclipse totale de Soleil du 16 avril 1893.* Comp. Rend. de l'Acad. des Sciences. Tome CXVIII. Paris 1894., стр. 1201—1203.

[3]) *J. Цвијић, Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије.* Књига трећа. Београд 1911., стр. 722, 751 и 881.

Долински и горски поветарац. Слична се смена ветрова и *под истим условима* догађа у планинским пределима; т. ј. при топлом времену, са слабијим општим ваздушним кретањима, дању дувају ветрићи уз долину, према њеном извориштном делу, а ноћу у супротном правцу. Краткоће ради могу се назвати долински и горски поветарац.

Дневни се ветрић може објаснити овако: Око зоре је у атмосфери стабилна равнотежа и површине истог притиска су у хоризонталном положају. После сунчева рађања почне загревање долине и њених страна, па и ваздуха изнад њих. Он се услед тога шири на више, површине истог притиска се око средњих делова долине већма издигну него око падина, јер је тамо стуб ваздуха најдебљи, а овде све тањи што је ближи падини и на тим се местима не може јаче ширити. С тога се на свакој нивоској површини градијент управи од средњег дела долине према падини и ваздушне се честице почну кретати у том правцу, као што у скици 194 показују благо нагнуте стрелице. Али се истовремено загрева и ваздух непосредно изнад саме долине и њених страна; ту се знатно више загреје него на истој висини у околном слободном ваздуху и показује тежњу да се усправно диже. То је у скици приказано тачкастом линијом преко целог пресека кроз половину долине, а тенденција дизања усправним стрелицама. Тако су на долинским странама у исто време активне две компоненте *a* и *b*, са две различите тежње, а њихова резултанта *c* биће ветар, који би дувао уз падине према врховима[1]).



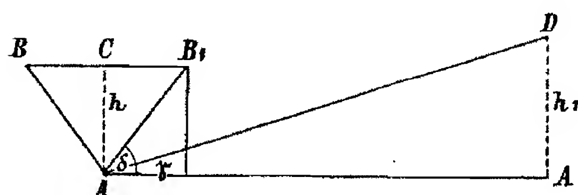
Скица 194.

Међутим, долински ветрићи у истини дувају дуж долинске равни и страна према горњим деловима, а не непосредно из долине уз падину ка врховима, јер се дебљи стубови ваздуха изнад доњих делова долине и равнице, према којој излази, јаче шире од краћих стубова у њеним вишим деловима. С тога су површине истог притиска нагнуте и у том правцу, као што су од средњих делова долине према странама. Ако се узме шематска долина (скица 194), чији је пресек усправно на правац тока представљен троуглом BAB_1 и која се са нагибом γ диже од A према D, може се лако просудити, које ће снаге ма на коју честицу деловати при дневном загревању ваздушних маса у долини. Дуж долинске равни AD створен је градијент величине $\alpha\, h_1\, dt$, или редукцијом на јединку дужине $\Gamma = \alpha \sin\gamma\, dt$, у којој је једначини α коефицијент ширења ваздуха ($= 0{\cdot}0038$), а dt прираштај температуре.

---

[1]) *J. Hann, Zur Theorie der Berg- und Talwinde.* Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Meteor. 1879., стр. 144. — *J. v. Hann, Zur Theorie der aufsteigenden Talwinde,* Met. Zeitschr. 1910., стр. 492—499. — *J. v. Hann, Über die Theorie der Berg- und Talwinde,* ib. 1919., стр. 287—289.

Уз страну AB_1 са нагибом δ створен је дуж целе долине — због све мање дебљине ваздушног стуба AC ближењем од A према D — други градијент, чија је величина $\Gamma_1 = \alpha \sin \delta\, dt$. Под претпоставком симетричне долине, каква је у приложеној скици, на сваку ваздушну честицу изнад долине делују истовремено три снаге: градијент Γ уз долинску раван према D, градијент Γ_1 усправно на њега према B_1 и исто толики трећи градијент Γ_2, који је управљен према B. Два последња би се за честице дуж равни симетрије AC поништиле, а активан градијент Γ изазвао би кретање ваздуха уз долинску раван према D. За свако друго место лево и десно од AC почне да делује и градијент Γ_1 одн. Γ_2, па се услед ових двеју снага ваздух креће средњим правцем и уз стране и уз долинску раван[1]).



Скица 195.

Ноћу се односи у подели притисака обрну, јер се ваздух у целој долини хлади и уједно згушњава, односно стеже. Али је ширење и стезање ваздуха при повећавању и снижавању температура пропорцијонално висини ваздушног стуба; зато ће на долинској равни стезање бити веће но при странама и веће у њеном доњем него у горњем делу. На тај се начин опет појаве три градијента и сва три су управљена од тачака D, B и B_1 према тачки A. Заједничким деловањем ових снага ветар ће дувати са највиших делова долине и са њених страна према нижим деловима и равници.

Да се разлике у притисцима у истини мењају према овој теорији доказано је у долини реке Адиђе (Еч), у јужним Алпима, где су средњи градијенти (у средњем годишњем дану) Боцен-паданска равница[2]) у разним часовима дана оволики:

Пћ	3а	6	9	Пд	4р	6	9
·31	·71	·83	·43	—·36	—1·00	—·73	—·08 мм.

Али су у летњим данима градијенти око двапут већи од зимских, што одговара и теорији. Долински, релативно млак ветар најчешће почне дувати око 9—10 часова пре подне, а по сунчеву заласку га смене горски, који је већином јачи, а увек хладнији и сувљи. Снага и једног и другог повећава се у многим уским долинама и клисурама толико, да добију тип бурних ветрова.

Како свако правило има изузетака, и код дневне смене ветрова у планинским пределима има доста великих одступања од теорије, делом

[1]) *Dr. A. Defant, Berg- und Talwinde in Südtirol.* Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss in Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXVIII Abt. IIa. Wien 1909.

[2]) према станицама Милано, Модена, Виђенца.

услед општих климатских прилика извесног предела, а делом услед обличја земљине површине. Тако у извесним планинама ветар пређе из једне долине у другу, са једне планинске стране на другу, што се догоди у случајевима, ако на првој лежи јако загрејана низија, а с друге прохладна висораван. Тада ће дневни ветар почети да дува преко превоја и на другу страну, што је тачније испитано у Горњем Енгадину. Место да дању дува са Североистока, т. ј. од Цернеца (око 1500 м.) према превоју Малођа (1806 м.), он дува са Југозапада од Кастањете (око 1050 м.) преко превоја ка Беверсу и Цернецу, а ноћу у обрнутом правцу[1]).

Кружење воде

Као што су ваздушне масе у непрекидним кружењима, услед сталних поремећаја атмосферске равнотеже, то исто се догађа и код воде, али из других разлога, на друге начине и у другим облицима. Почетак у кружењу воде је испаравање, у главном са океана, који покривају преко две трећине земљине површине, а у мањој мери са копнених вода, вегетације, влажног и снегом покривеног тла. Тиме доста знатне количине воде доспу у ваздух у облику водене паре, која делом остаје у њему и ветровима бива однашана у друге пределе, или се из разних узрока згусне (кондензује) у течно или чврсто стање, које се очитује у видљивим облицима: маглама и облацима. Из облака се највећи део кондензованих маса већином излучи и падне на земљину површину као киша, снег или гра̂д. Тиме је на океанима процес кружења завршен, јер се испарена вода понова вратила, а са копна се остатак неиспарених и неупијених талога у тлу враћа рекама. То кружење је главан чинилац при вајању континенталних облика и исто онолико важно за цео органски живот, колико и сам ваздух.

Испаравање. — Ма да на први поглед изгледа чудновато, ипак је тачно, да вода испарава при свима температурама, чак и ако је у чврстом стању, јер и најниже температуре представљају известан степен топлоте. Али ће у одређеном простору тим више воде испарити што је већа температура, ма да за сваку температуру постоји одређена горња граница, изнад које ваздух није у стању да прими још више водене паре. У том је случају ваздух засићен паром и достигне *максималну снагу напона.* Али се јачина испаравања мења и према влажности ваздуха, јер при истим другим условима тим мање воде испари што је ваздух влажнији, а с друге стране од ветрова и од ветрова и од ваздушног притиска. При јачем је ветру испаравање јаче, док се са повећавањем притиска смањује. Пошто се ваздух са висином растањује, и притисак бива све мањи, на великим

[1]) *Robert Billwiller, Der Thalwind des Oberengadin.* Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Met. 1880., стр. 297—302 и Met. Zeitschr. 1896., стр. 129—138.

би висинама, при истој температури и влажности, више воде испарило него на низији.

Да би се могло одредити колико где воде испари конструисани су *евапориметри*[1]), т. ј. шупљи метални судови, у које се успе одређена количина воде и поставе се у термометарску кућицу. Према смањивању тежине или висине воденог стуба у суду, у одређеном размаку времена, добија се приближан појам колико је воде испарило. Наравно, да су све добијене вредности проблематичне, јер интензитет испаравања зависи од веома много чинилаца и тешко је непосредно упоређивати податке са разних станица. Ипак се у последње време успело, да се бар на океанским површинама мерењима утврди величина испаравања на разним географским ширинама[2]). При томе се показало, да у тропским пределима, због већих температура, уопште више воде испари него на већим ширинама, али је најјаче испаравање у појасевима пасатских ветрова, због њихових великих брзина. Тако на појасу од 10° до 20° сев. и јуж. шир. испари са океана 120 цм. воде годишње, у екваторијалном појасу од 10° сев. до 10° јуж. шир. просечно 107 цм., док на појасу од 40° до 50° сев. шир. испари 70 цм., а на истом појасу јуж. шир. 58 цм.[3]). На целој Земљи приближно испари у току године 379200 км^3 воде, што одговара слоју од 74·3 цм., од којих 304200 км^3 (84·2 цм.) са океана. Ако се упореди остатак од 75000 км^3 (50·4 цм.), који одговара испаравању на копнима, са количином годишњих киша (112100 км^3), добија се вишак од 37100 км^3. Толико је водене паре ветровима донесено са океана на копна, а рекама однесено са континената у океане.

Водена пара у ваздуху. — Вода, која са океана или копна испари, доспе у ваздух као пара, где показује тежњу, да се као самосталан саставни део атмосфере прошири преко целе Земље. У том би се случају честице водене паре и ваздуха тако расподелиле и понашале, као да једна од тих материја уопште не постоји. Али, ваздух ствара наглом ширењу водене паре механичку препреку и она никад не може постићи свој крајњи циљ. Осим тога, садржина водене паре у ваздуху изнад извесног места није прави израз јачине испаравања, јер ју ветрови односе собом или са других страна доносе, а и без њих се, доста споро, шири дифузијом.

Колико је водене паре у ваздуху одређује се на неколико начина: 1. *парним притиском* (или *напоном*), који се, као и ваздушни притисак, мери висином живиног стуба, дакле у милиметрима. Мерење се врши

---

[1]) од латинског *evaporare* = испарити (*vapor* = пара).

[2]) *Dr. R. Lütgens, Die Verdunstung auf dem Meere.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1911., стр. 410—427.

[3]) *Dr. Georg Wüst, Verdunstung und Niederschlag auf der Erde.* Zeitschr. d. Ge f. Erdk. zu Berlin, 1922., стр. 35—43.

тако, што се изведе разлика у притисцима двају барометара, од којих се један поклопи стакленим судом и из ваздуха у суду извуче сва пара, те остане сув ваздух, а други је слободно изложен; 2. тежином водене паре у кубном метру ваздуха, која се мери у грамовима и зове *апсолутна влажност*; 3. тежином паре у килограму ваздуха, која је названа *специфична влажност* и мери се такође у грамовима; 4. *релативном влажношћу*, која означује однос између парног притиска, т. ј. количине водене паре, која се при одређеној температури у истини налази у ваздуху, и максималне снаге напона (или максималног притиска), т. ј. максималне количине, коју би при истој температури могао да прими. Та вредност се изражава у процентима и са географског је гледишта најважнија, јер указује у коликој је мери ваздух засићен паром. Ако је релативна влажност 33%, ваздух је сув, јер би му до засићености требало још 67%. С тога се ова вредност зове *дефицит* или *мањак засићености*. У вези са релативном влажношћу је и *росна тачка*. То је она температура, при којој количина водене паре у ваздуху одговара засићености и релативној влажности од 100%; од ње почиње кондензација.

Још треба споменути, да парни притисак и апсолутна влажност имају при истим температурама подједнаке бројне изразе, нарочито од 10° до 20°C, само се први означује у милиметрима, а друга у грамовима. У пракси, где се траже само приближне вредности, могу се за апсолутну влажност узимати и одговарајући парни притисци, а парни притисци назвати као одговарајућа апсолутна влажност. У таблици су изнесене неколике вредности за поједине ознаке влажности, из којих се јасно види утицај температура, и то: I. за максималан парни притисак: а. изнад леда, б. у ваздуху; II. за тежину водене паре у 1 м³ засићеног ваздуха; III. за тежину паре у 1 кгр. засићеног ваздуха: а. при баром. прит. 760 мм., б. при прит. 600 мм.

темп.	—30°	—20°	—10°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	
Ia	0·29	·79	1·97	4·58							мм.
Iб	·38	·96	2·16	4·58	6·54	9·21	12·79	17·54	23·76	31·83	„
II	·50	1·10	2·18	4·85	6·80	9·39	12·85	17·33	23·09	30·66	гр.
IIIa	·28	·66	1·64	3·77	5·41	7·53	10·46	14·35	19·51	26·23	„
IIIб		·84	2·08	4·78	6·86	9·53	13·25	18·64	24·78		„

По овим би вредностима релативна влажност од 33% значила, да се у кубном метру ваздуха налази при температури —10° 0·8 гр. водене паре, при 10° 3·1 гр., а при 30° 10·1 гр. или, да је при истим температурама паран притисак (напон) 0·71, 3·04 и 10·5 мм. То су одговарајуће вредности апсолутне влажности ваздуха при горњим температурама. Али, пошто се максималан парни притисак повећава са температурама, могла би иста количина паре у ваздуху одговарати врло различитој релативној влажности, према томе колико је ваздух загрејан. При темпера-

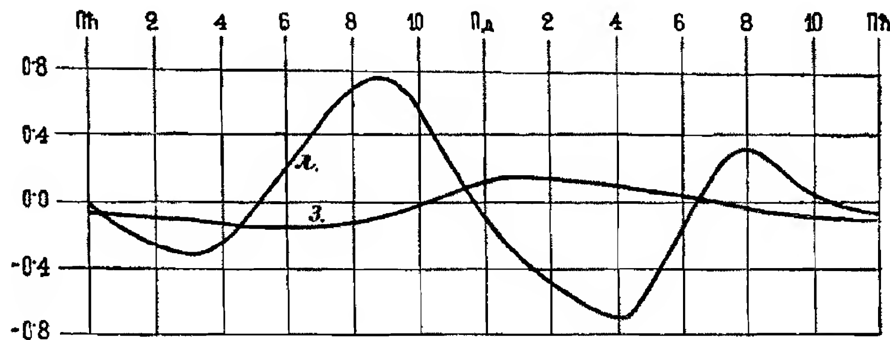
тури од 0° и парном притиску од 4·58 мм. релативна је влажност 100%, али при истом притиску и температури од 25°C тек [(4·58×100):23·76] = 19·3%, јер је при тој температури максималан парни напон 23·76 мм. На тај ће се начин релативна влажност повећавати и ваздух ближити стању засићености: 1. ако се апсолутна влажност повећава при непроменљивој температури, 2. ако се температуре смањују при непроменљивој апсолутној влажности и 3. ако се истовремено апсолутна влажност повећава, а температура смањује. У сваком је случају релативна влажност мерило о вероватноћи кондензације.

Посредним се начином може одредити влажност инструментом са два термометра, исте конструкције и са истом степенском поделом, који се зове *психрометар*[1]). Једним термометром се одређује ваздушна температура, док је куглица другог обмотана валом или вуном, који су стално мокри. Са обмота вода непрестано испарава, тим више што је мања релативна влажност, али се услед утрошка топлоте на испаравање температура влажног термометра смањује, док је на сувом већа. Та разлика у температурама зове се *психрометријска диференција*; она је мерило апсолутне, релативне влажности и росне тачке. За све психрометријске диференције од 0° до 15° све ове вредности су унапред прорачунате и одштампане у таблицама, чиме је рад знатно олакшан. — Други је инструмент *хигрометар*[2]), којим се непосредно одређује релативна влажност и који почива на особинама хигроскопских тела. Главан део на њему је исушена влас, која је усправно обешена у нарочито удешеном оквиру. Она је на горњем крају учвршћена, на доњем везана са лако покретљивом сказаљком, а с помоћу малог тега при дну толико затегнута, да се при најмањој промени влажности продужује или скраћује, према томе да ли се влажност повећава или смањује, а истовремено скреће и сказаљка из нормалног положаја. На скали, која се налази иза сказаљке, прочита се колика је релативна влажност.

Дневни и годишњи ток апсолутне и релативне влажности. — Дневни ток апсолутне влажности у тесној је вези са температурним током, нарочито изнад оних површина, са којих стално може испарити довољна количина воде. То је случај изнад свих великих водених површина, па често и на копнима, у зимским месецима, кад су дневна температурна колебања мала и загревање слабо. На копнима тропских и суптропских предела, а лети и већих геогр. ширина, у дневном се току парног притиска јављају два максимума и два минимума. Од сунчевог рађања почне следовати температурама, али кад се јако повећају испаравање са копнених површина, река и вегетације не може да одржи исти корак. Паран би притисак од тада остајао исти, кад не би услед јаког загревања на-

[1]) по грчком ψυχρός = прохладан и μέτρον = мерило.
[2]) по грчком ὑγρός = влажан.

стало асцендентно струјање, које односи и водену пару на висине. Стога се паран притисак почне смањивати, и тек кад асцендентно кретање ослаби и температуре почну опадати, он се понова повећава. У вечерњим часовима, при даљем и јачем хлађењу ваздуха, почне се и апсолутна влажност смањивати све до сунчева рађања [1]). Ти односи су приказани у скици 196 на примеру за Београд, у одступањима парних притисака од средње вредности. Средњи парни притисак у зимским месецима је 4·4 мм., а у летњим 10·8 мм., док су колебања у средњем зимском и летњем дану 0·34, одн. 1.32 мм. У централним деловима континената дневни ток је много изразитији, јер је у Нукусу (42°30′ с. ш.), пустињском пределу Туркестана, дневна амплитура зими 0·80 мм, а лети 2·03 мм. Исто је тако изразит и у екваторијалним пределима, где су дневна температурна колебања велика, о чему сведочи Батавија. И ако лежи на приморју тамо је средње дневно колебање температуре у два екстремна месеца, фебруару и августу, 4·43° и 7·31°, а у истим месецима код апсолутне влажности



Скица 196.

1·17 и 1·74 мм. На планинским врховима парни се притисак у свима месецима мења у истом смислу са температурама, само се максимум према највишој температури задоцни. Узрок дневне периоде је јасан: асцендентне струје односе у топлим дневним часовима водену пару на висине, а ноћу, при десцендентним кретањима ваздуха, он је око планинских врхова и апсолутно и релативно сувљи.

У годишњем току апсолутна влажност показује тешње везе са температурама: она је у топлијим месецима већа, највећа у најтоплијем месецу, а кад температуре опадају смањује се и апсолутна влажност. Максима и минима падају на приморским станицама и око планинских врхова у доцније месеце него на копненим станицама, годишње је колебање апсолутне влажности на приморским станицама мање но што је на копненим, у тропским пределима мање него на већим ширинама, на планинама мање него у долинама или на низијама, а све то је у пуној

[1]) *M. Rykatschew jun., Über den Einfluss der Unterlage auf den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit.* Met. Zeitschr. 1908., стр. 501—510.

сагласности са годишњим екстремним вредностима и колебањима температура.

Код релативне влажности су услови дневног тока компликованији него код апсолутне, јер се локални утицаји још више осећају. Ипак се у главном може рећи, да има обрнут ток од температура, т. ј. највећа је у зору, најмања по подневу, при највећој ваздушној температури. Само се на планинама релативна влажност прилагођава дневним температурним променама, али се екстреми у зимским данима појаве у ранијим часовима но код температура, а иначе увек у доцнијим. Међутим се у погледу дневних колебања релативна влажност свугде подудара са температурнима, јер су зими знатно мања од летњих.

И у годишњем току су односи код релативне влажности заплетени. Једино се јасније подударање са температурама јавља у пределима изразитијих годишњих промена: у главном је највећа релативна влажност у месецу најниже температуре и обратно, док се око планинских врхова повећава и смањује са повећавањем и смањивањем температуре, што се види из ових примера:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Београд · ·	81	74	67	65	64	62	58	*56*	63	75	79	**83**	63	27%
Цугшпице ·	76	82	83	89	87	90	**90**	90	85	82	*75*	79	84	15

Али је на океанским острвима правилност поремећена и релативна влажност је у свима месецима подједнака. На Палагружи, острву Јадранског Мора, средње месечне вредности колебају од 73% (VIII) до 80% (V), а у Батавији од 78% (VIII, IX) до 87% (I, II).

Подела водене паре у приземним ваздушним слојевима. — Према зависности водене паре од температура може се лако закључити, како би она била подељена изнад земљине површине, односно колики би били парни притисци на разним упоредницима. Према њиховим средњим температурама, које се са удаљавањем од екватора смањују[1]), несумњиво се у истом правцу мора смањивати и количина водене паре, јер при свакој нижој температури ваздух може све мање водене паре да прими у јединку запремине. Кад би океани покривали целу земљину површину подела би апсолутне влажности била правилна и мењала би се на разним упоредницима по одређеном закону. Али, поред океана има и континената, са којих не може испарити онолико воде, колико би према ваздушним температурама могло да испари. С тога би се нарочито мењали услови поделе на северној полукугли, на којој је највише копна. Ипак је, са изузетком пустиња, испаравање и са влажног, и под вегетацијом лежећег тла увек довољно, да ваздух бар донекле задовољи воденом паром, и ако га потпуно не засити.

---

[1]) в. поглавље *Средње температуре упоредника и Земље*, стр. 461.

Да би се видело, колико подела водене паре одговара општим условима, могу се изнети средње вредности за појасеве од 10° геогр. шир., које је прорачунао Арениус[1]):

	С 70°—60°	—50°	—40°	—30°	—20°	—10°	—0°	—10°	—20°	—30°	—40°	—50°	—60° J.
апсол. вл. у гр.	*3·1*	4·9	7·0	9·7	13·8	17·2	**18·9**	18·7	16·4	13·2	9·8	7·0	*4·5*
рел. вл. у %	**82**	78	74	*69·5*	70·5	75·5	79·5	**81**	78·5	*77*	78·5	**81**	**81**

По горњим се вредностима заиста види, да се апсолутна влажност од термичког екватора према половима смањује, али је на истим појасевима северне полукугле већином нешто већа.

Код опште поделе релативне влажности услови су заплетенији, јер у већој мери зависи од подлоге, осим тога показује тежњу да се мења у обрнутом односу са температурама. Ипак је за њу карактеристично, да је изнад океана скоро на свим географским ширинама подједнака, око 80%, што потпуно одговара теорији, само је у пасатским појасевима, због јаких ветрова, нешто мања. На континентима се јављају много веће разлике, јер је најмања релативна влажност око повратника, највећа око екватора и полова, осим тога се јако смањује од приморја према централним деловима, нарочито на северној полукугли. Најсувљи су, наравно, пустињски предели: Сахара, Арабија, централна Аустралија, особито у летњим месецима, и релативна влажност спадне до врло малих вредности, између 30 до 20%. Али се зими на великим географским ширинама релативна влажност са континенталношћу климе повећава, јер температуре у истом правцу врло нагло опадају и довољно је сасвим мало водене паре да се ваздух засити. Под таквим је условима средња релативна влажност по упоредницима мало неправилније подељена од апсолутне, и не слаже се са њеном општом тенденцијом, јер око екватора има исте вредности као на великим ширинама, што се види из горњих цифара. Ту релативна влажност не показује никакве везе са температурама него са поделом ваздушног притиска[2]), али опет у обрнутом односу: највећем ваздушном притиску одговара најмања релативна влажност, а најмањем највећа. При свем том је колебање незнатно, тек 12%, и нигде нису мање вредности од 70%, због превлађујућих водених површина. Још јасније се њихов значај види, ако се упореде вредности истих ширинских појасева северне и јужне полукугле. Свугде је релативна влажност на јужној полукугли за неколико процената већа, нарочито од 30° до 50°.

У вертикалном правцу се, са удаљавањем од земљине површине, садржина водене паре у атмосфери брже смањује од ваздушног при-

[1]) *Dr. Svante August Arrhenius, Lehrbuch der kosmischen Physik.* I. Teil. Leipzig, S. Hirzel 1903., стр. 630. Поред средњих годишњих вредности прорачунате су и за зимске и летње месеце.

[2]) в. поглавље *Средњи ваздушни притисак упоредника и Земље*, стр. 477.

тиска — у геометријској прогресији —, и то тако, да на висини око 2000 метара спадне на половину своје вредности при морској површини. Први узрок томе лежи у температурама, које се са висином доста брзо смањују и у ваздуху *мора* бити све мање водене паре. Али то уједно указује, да већ умерено висока планина ствара велику препреку за пренашање водене паре, јер би се до висине од 2 км. половина морала излучити, а друга би могла ветровима бити понесена даље. То је разлог, што су планине на истој висини влажније од слободне атмосфере, и што се садржина водене паре у планинским пределима са висином спорије смањује него у слободном ваздуху. *Сиринг*[1]) је систематски средио податке немачких аеролошких испитивања, а *Хан* емпиријском формулом прорачунао смањивање парног притиска на планинама[2]) и по њиховим се резултатима види, какве се разлике показују у слободној атмосфери, у односу према планинама. Ако се узме, да је при земљиној површини у јединци запремине ваздуха 100% водене паре, она ће се према висинама мењати овако:

висина	0·5	1	1·5	2	2·5	3	4	5	6	7	8	км.
слободан ваздух	83	68	51	41	34	26	17	11	0·5	0·3	0·1	%
планина	83	70	58	48	40	34	23	16	—	—	—	

Много се неправилније мења према висинама релативна влажност, која је у сваком случају функција температуре и не даје прави појам о фактичној количини водене паре у ваздуху. С тога се она са висином врло неједнако смањује, час брже, час спорије, али изнад кондензацијоног нивоа почне врло нагло и правилно опадати.

Кондензација водене паре. — Прелазак невидљиве водене паре у видљиво течно или чврсто стање зове се *кондензација* или *згушњавање*. Као што је споменуто, она би требала да почне чим се релативна влажност повећа до преко 100%, т. ј. преко тачке засићености. Најчешће се то догоди, ако се количина водене паре у ваздуху не мења, а температуре почну опадати. Много су ређи и већином локалнији случајеви, да ће кондензација настати, ако се паран притисак повећа преко могућег максимума.

Хлађење ваздуха може бити изазвано разним узроцима: радијацијом, мешањем ваздушних маса са разним температурама, дувањем ветрова са топлијих у хладније пределе и адиабатским ширењем ваздуха. Према реду узрока означен је уједно и њихов значај. Први би узрок био важан чинилац кондензације, кад би ваздух био добар радијатор, т. ј. кад би се услед ноћног зрачења топлоте са Земље у простор васионе

---

[1]) *Reinhard Süring, Die Verteilung des Wasserdampfes.* Wissenschaftliche Luftfahrten ausgeführt vom deutschen Verein zur Förderung der Luftschiffahrt in Berlin. III. Band. Braunschweig, F. Vieweg & Sohn, 1900., стр. 157.

[2]) *Dr. Julius v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie,* III. Aufl., стр. 229.

расхладили дебели слојеви ваздуха, међутим је раније споменуто, да се хлађење прошири до релативно малих висина, а у изузетним случајевима до неколико стотина метара. С тога је и кондензација у главном ограничена на приземне ваздушне слојеве, у којима због ње настане магла.

Раније се већи значај придавао другом узроку, т. ј. мешању ваздушних маса са разним температурама, али се при томе испустила из вида латентна топлота, која се при кондензацији ослобођа, а она је важан чинилац. *Беголд* је, наиме, прорачунао, да се мешањем двају засићених ваздушних маса, са температуром од 0^0 и 20^0 и при ваздушном притиску од 700 мм., може у најбољем случају кондензовати 0·75 грамова у сваком килограму смешаног ваздуха, који би имао средњу температуру од 11^0C [1]). Али би се из засићеног ваздуха са температуром од 20^0 могло исто толико водене паре кондензовати ако се температура без промене притиска смањи на $19{\cdot}2^0$, или ако се при смањивању притиска, ширењем ваздуха, температура (динамички) снизи на $18{\cdot}4^0$, што би одговарало пењању од 300 м. Осим тога се код двају блиских ваздушних маса никад не јављају онолике температурне разлике, нити су икад обе засићене паром, што се у примеру претпоставило. При свем том се мешањем хладнијег са топлијим ваздухом стварају услови за кондензацију, али не за лучење атмосферских талога.

Хлађење ваздуха при преласку са топлијих у хладније пределе догађа се свагда, кад ветар дува са мањих према већим ширинама или са топлијих океана на хладније копно. Ови су ветрови топли и уједно влажни, те се кондензација догоди већ при малом снижавању температуре, образују се гушћи облаци и често падају кише.

Највише се и најбрже водена пара кондензује услед хлађења адиабатским ширењем, дакле у свима случајевима асцендентних струја. Ако су оне довољно јаке на извесној ће висини неминовно наступити кондензација. Ваздух је приморан на ширење у неколико случајева: 1. при локалном асцендентном кретању, које почиње у најтоплијим часовима дана, већином по подневу, услед чега жива у барометру пада. Пошто су у тропским пределима дневна колебања температура и ваздушног притиска у току целе године велика, и температуре око подневних часова високе, тамо ће кондензација у подневним часовима бити скоро свакодневна појава, а на већим ширинама у главном у топлијим месецима. То су термички узроци кондензације; 2. при циклоналним кретањима, у којима ваздух вртложи око барометарског минимума, а уједно се веома снажно диже. Због јаких конвекцијоних струја и великих висина, до којих допиру, барометарске депресије су предели велике облачности и

---

[1]) *Wilhelm von Bezold, Zur Thermodynamik der Atmosphäre. III. Mitteilung: Luftmischung. Wolken- und Niederschlagsbildung.* Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten d. Meteorol. u. d. Erdmagn. 1906., стр. 145—183.

кишовитости. У овим је случајевима кондензација изазвана динамички; 3. при преласку ветрова са мора на копно, јер се при додиру са неравним и храпавим површинама трење повећава, чак и на равницама. Тиме су приземни слојеви ваздуха у нормалном кретању успорени, настаје извесна загаћеност ваздушних маса, које су приморане да се дижу и шире. По томе би сви крајеви око морских обала требали да имају већу облачност, услед много чешће кондензације; 4. при дувању ветрова према издигнутим облицима земљине површине, који у истини представљају бране њиховом даљем напредовању. Непрестаним дувањем ветра ваздушне се масе све више нагомилавају и честице су све више гоњене на више, јер тамо наилазе на најмањи отпор. Кондензација је на тим местима врло снажна, облачност велика, а уједно се повећава и кишовитост. Последња два чиниоца су узроци присиљене кондензације.

Али, ако се засићен ваздух хлади без промене притиска или се без промене у температури излаже већем притиску, прећи ће у *стање пресићености*. Јер, ако се код засићеног ваздуха температура смањи, одговараће му мањи максималан парни притисак од истинског, а исто ће тако повећан притисак, којим је иста количина паре стегнута у мању запремину, изазвати вишу температуру. У оба је случаја у ваздуху више водене паре но што је потребно за засићеност. То је потребно споменути, јер је доказано, да је за кондензацију увек потребан известан степен пресићености, али уједно и то, да би у чистом, ничим незамућеном влажном ваздуху прве водене капљице, као последице кондензације, морале бити толико сићушне и имати толико јаку кривину, т. ј. толико мали полупречник, да би за њихов постанак била потребна веома велика пресићеност. С тога су се почели тражити други чиниоци, којима би кондензација била олакшана и могла настајати већ при малој пресићености, и нашло се, да су то честице прашине и соли, сићушне честице, које се стварају сагоревањем и вулканским ерупцијама, катодско зрачење и снажно ултраљубичасто сунчево зрачење на великим висинама, хигроскопски гасови у атмосфери и најпосле иони, више негативни него позитивни[1]). Све то су кондензацијона језгра око којих се честице водене паре и при мањој пресићености ваздуха згусну.

---

[1]) *Robert v. Helmholtz, Staubkerne bei der Nebelbildung.* Inaug. Dissert. Berlin 1885. — *G. Melander, Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère* Helsingfors. 1897. 141 стр. са 3 таблице. — *Albert Wigand, Über die Natur der Kondensationskerne in der Atmosphäre, insbesondere über die Kernwirkung von Staub und Rauch.* Met. Zeitschr. 1913., стр. 10 18. — *P. Lenard und C. Ramsauer, Über die Wirkungen ultravioletten Lichtes auf Gase unter besonderer Berücksichtigung der Vorgänge in der Erdatmosphäre,* ibid. 1912., стр. 150—157. — *H. Schmidt, Bericht über die Theorie der Dampfkondensation auf Nebelkernen von F. Lenard und eine darauf bezügliche Experimentaluntersuchung von L. Andrén.* ibid. 1918., стр. 105—113.

Магле и облаци. — По своме саставу су магле и облаци исте творевине; у оба су случаја створене из безбројних, врло малих, лебдећих капљица или, при врло ниским температурама, из ледних иглица, чији пречници нису већи од 0·006 до 0·04 мм[1]). Разлика између првих и других је у томе, што су магле изазване кондензацијом у приземним слојевима ваздуха, а облаци се стварају на великим висинама. Али је много важније, што се битно разликују по узроцима постанка, јер су за стварање облака од највећег значаја асцендентне струје, а при образовању магле је ваздух изнад земљине површине већином миран, пошто се то догађа при хладнијем времену[2]). Заиста су у доба најјаче радијације најчешће и магле: зора и први јутарњи часови, хладније годишње доба, то су најпогоднија времена за њих. Нарочито су честе, густе и дуготрајне магле у раном пролећу, када за топлим, влажним данима, долазе хладне и тихе ноћи, или у јесен, када из унутрашњости тла још није издата сва топлота и може да испари довољно водене паре, која се у хладним ноћима кондензује. Наравно, да су потребни још неки услови: ведро небо, које појачава радијацију, влажан приземан ваздух, и довољно јако хлађење ваздуха, да му температура спадне испод росне тачке. При таквим је маглама ваздух у најнижим слојевима у стабилној равнотежи; доле су најтежи и најхладнији, а изнад њих све лакши и нешто топлији слојеви до 30—50 метара, али зими, при антициклоналној подели притисака и дуготрајним инверзијама, магла може бити по неколико стотина метара дебела.

Магле се стварају и на границама хладног и топлијег, влажног слоја ваздуха, нарочито ако је овај у кретању, што изгледа да је главан узрок маглама изнад северних немачких низија. Тамо се приземни слојеви при радијацији расхладе, а изнад њих дува влажан, топлији ветар, па мешањем и дифузијом водене паре из топлијег у хладнији слој настају сумаглице или гушће магле[3]). Али њих може бити и ако је ваздух хладнији од земљине површине, т. ј. кад лежи изнад језера, река, па и растреситог влажног тла. Све те површине су, па и дубљи слојеви тла, топлије и имају већу моћ испаравања, док хладнији ваздух изнад њих не може да прими сву водену пару; известан се део кондензује и земљину површину покрије магла. На сличан начин постају и магле на морима, на местима где се додирују неједнако топле водене и ваздушне масе. Познате су веома опасне магле око плићака Новог Фаудланда, на источној обали Северне Америке, на додиру топле Голфске са хла-

---

[1]) *R. Assmann, Mikroskopische Beobachtungen der Wolkenelemente auf dem Brocken.* Met. Zeitschr. 1885., стр. 41—47.

[2]) *W. Köppen, Die Bildung von Bodennebeln,* ibid. 1885., стр. 30.

[3]) *H. Elias, Die Entstehung und Auflösung des Nebels.* Ergebnisse d. Arbeiten am Aeronaut. Observ. bei Berlin 1901—1902. Bd. II. Berlin 1904., стр. 1—40.

дном Лабрадорском струјом. Ту се увек образују магле ако ветар дува са хладније према топлијој струји или у супротном правцу, јер у оба случаја долази до кондензације, али су чешће у летњој него у зимској половини године. Исто тако, кад топлији ветрови са океана дувају на хладније копно — што је случај у зимској половини године — настајаће опет магле, које су доста честе на западним и северозападним обалама Европе. Врло су густе и дуготрајне магле уз западне обале континената на субтропским ширинама, где је тик уз топлије копно хладна дубинска вода, последица пасатских ветрова и западних екваторијалних океанских струја. Ту су оне карактеристична климатска појава и у извесним пределима имају нарочита имена.

Облаци. При свима асцендентним кретањима ваздуха настаје увек кондензација, чим му температура спадне испод росне тачке, и почиње тим на мањој висини што је ваздух влажнији. *Ферел* је поставио и емпиријску формулу с помоћу које се може прорачунати, на којој ће висини под разним условима настати кондензација, одн. доња граница облака[1]). Та формула је овака:

$$h = 125\,(t - T);$$

у њој је t температура ваздуха изнад земљине површине, а T температура росне тачке. У том случају треба знати релативну влажност, а по њој се из таблице психрометријских диференција одреди росна тачка. На примеру то изгледа овако: Ако је $t = 24^0$, а рел. влажн. $43^0/_0$, росна ће тачка бити при температури $10{\cdot}6^0$ и по томе је $h = 125\,(24 - 10{\cdot}6) = 1675$ м., а при истој температури и рел. влажн. од $84^0/_0$ биће $T = 21{\cdot}1^0$, а висина кондензационог нивоа 362 метра.

Ако се погледа у облачно небо на први ће се поглед видети, да су облици облакâ у разним временима друкчији и да су у истом времену доње површине разних облака на неједнаким висинама. У разноликости облика постоји друга разлика између облака и магли, јер се ове посматрачу са висине показују увек у истом облику.

Хауард је почетком прошлог столећа поставио основе данашњој класификацији облака и већ тада успео да укаже на начин постанка њихових главних облика[2]). Он облаке разликује према структури, а не по величини, и међу њима су најглавнији облици: цирус, кумулус и стратус. *Цируси* су највиши облаци, на средњој висини од 9 километара, где су температуре стално испод ледне тачке; ту водена пара при кондензацији непосредно пређе у чврсто стање, при чему се образују сићушне ледне иглице. С тога су ти облаци врло танки, сјајни, беличасти, про-

---

[1]) *William Ferrel*, l. c., стр. 33.

[2]) *Luke Howard*, *On the Modifications of Clouds*. London 1803, у Dr. G. Hellmann, Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagn. Berlin, A. Ascher & Co. 1894., 9 + 32 стр.

зирни и због велике брзине ветрова развучени, те имају влакнаст, гргураст или перјаст облик. Цируси се кадикад стварају и при ведром небу, на очиглед посматрача, и то су најчешћи и типски њихови облици. (скица 197). Превлађују при сувом времену, али су већином предзнаци барометарских депресија. Друкчијег су типа *кумулуси*. То су облаци који се у топлим данима стварају у асцендентним струјама. Из тог им је разлога доња површина водоравна — означава висину на којој почиње кондензација (у средњу руку 1400 м.) —, док су на горњим деловима разних облика, већином заокружени, као круне лиснатих дрвета, понекад гроздастог изгледа, а кадикад извучени и најчешће се јављају у гомилама. Ови су облаци врло чести у екваторијалном појасу маина, а у летњим месецима и на умереним, па и већим ширинама. На копну су лепше и правилније развијени него изнад морских површина, а најлепше изнад загрејаних низија и око планинских врхова, где се и најчешће стварају. *Стратуси* су слојевити облаци, који се у највећем броју случајева јављају на висинама од 200 до 1000 метара и врло често покрију велики део неба. Они су и на горњим деловима мање више равни, као што су на бази, и по свему изгледа, да су се развили на граници двеју хоризонталних ваздушњих струја, разних температура и неједнаке брзине кретања. Чешћи су у зимским него у летњим месецима.



Скица 197. — Цируси.

Али, од једног до другог облика има пуно прелаза, а с друге стране разни облици облака могу једни с другима да срасту или да се спајају, па с тога *Хауард* разликује прелазне облике, као што су цирокумулус и циростратус, и композитне, у које спада кумулостратус (данашњи кумулонимбус) и цирокумулостратус (данашњи нимбус). Доцније су постављане и друге класификације са толико споредних облика, да се у томе шаренилу може веома тешко разазнати. Зато је на међународном метеоролошком конгресу у Минхену 1891. год. постављена међународна класификација и ради бољег разумевања и разликовања облика издат је међународни атлас[1]). Тих десет типова са својим ознакама и средњим висинама су: цирус (Ci) 7 до 13 км., циростратус (Ci-St) 5·5 до 13 км., цирокумулус (Ci-Cu) 5·3 до 11·5 км., алтостратус (A-St) 2·8 до 5·8 км., алтокумулус (A-Cu) 3·3 до 6·3 км., стратокумулус (St-Cu)

[1]) *Atlas international des nuages*. Paris, Gauthier Villars. II. édit. 1910.

1·3 до 3·6 км., нимбус (Nb) 0·9 до 5 км., кумулус (Cu) база 0·7 до 1·8 км., врх 1·5 до 2·5 км., кумулонимбус (Cu-Nb) врх 2·5 до 6·5 км., стратус (St) 0·5 до 1·1 км. Средње границе висина за поједине облике односе се на пределе од екватора до 70⁰ сев. шир. и зато су доста велике.

Од горњих облака могу се, поред ранијих, споменути још два: нимбус и кумулонимбус. *Нимбус* је дебео слој тамних, безобличних облака са искрзаним ивицама, из којег већином пада дуготрајна киша или снег. На местима, где је нимбус растањен и провидан, изнад њега се скоро увек виде алтостратуси или циростратуси. Ако се већи број кумулуса споји, настаће прелазак кумулуса у *кумулонимбус*. И код њега доња површина лежи на граници кондензационог нивоа, али му се врхови дижу до 3000 и 8000 метара. То су гломазне масе облака, које се издижу као брегови, торњеви или наковњи, над врховима им се већином шири танак облачан вео, лажан цирус, а на доњој страни облаци, који наличе на нимбусе (Скица 198). Они се стварају већином лети и типични су предзнак непогоде; собом доносе локалне пљускове, провале облака или град, а зими вејавице.



Скица 198. — Кумулонимбус.

Слободно *лебдење облака* у ствари је само варка. У истини су честице облака нешто теже од ваздуха и врло споро падају према земљиној површини, делом што су веома мале, делом због јачег потиска асцендентне струје, а делом услед отпора при унутрашњем трењу у ваздуху. Али је сасвим слаба асцендентна струја са брзином од 0·04 м/сек. довољна, да их спречи у падању и задржи у ваздуху[1]. Важнији су, међутим, ови подаци. Ако ветар дува према планини, ваздух ће бити приморан да се на чеоној страни диже, а на зачеоној ће се спуштати, крећући се према барометарском минимуму. С тога ће се на чеоној страни, изнад кондензацијоног нивоа, образовати облак, који се одржава све дотле док дува ветар, и посматрачу из долине изгледа, као да је непомичан. У истини ветар стално односи водене капљице, а изнад кондензацијоног нивоа се непрестано згушњавају нове количине водене паре. С друге стране се при пењањима у ваздушним лоптама показало, да их ветар носи собом у облак и износи из њега, у хоризонталном правцу, што се не би догађало да је облак непромењљиво тело, као што је ваздушна лопта. При истом ветру би оба тела задржала исто кретање и не би се једно од другог знатно удаљило или приближило. Али, како изгледа, да се облаци друкчије крећу од ваздушне

[1]) *P. Lenard, Über Regen.* Met. Zeitschr. 1904., стр. 249—262.

лопте, то је даљи доказ, да је облак у сваком тренутку само видљив део масе, која је у кретању и у сталној промени.

Облачност. — Облачношћу се означује, колики је део неба у одређеном тренутку покривен облацима, ма коме типу они припадали, и најчешће се процењује од ока, према скали од 0 до 10. Тако ће при потпуно ведром небу облачност бити 0, при потпуно облачном 10, а 4 ће значити, да је четири десетине неба под облацима. Облачност је важан климатски елемент, јер у доста знатној мери мења климатске услове и има значај климатског модификатора.

О *дневном току* облачности тешко је поставити правило, које би вредило за сва места, јер разни облици имају разне узроке постанка, стварају се у разна времена, на копнима превлађују једни, а на океанима други облици. Ипак се зависност од температура показује на два начина. У ноћним часовима, при ниским температурама, релативна је влажност велика и при даљем хлађењу ваздуха настаће образовање магле и ниских облака, стратуса. С друге стране, у раним поподневним часовима, при највећим температурама, погодни су услови за асцендентне струје, услед којих се стварају кумулуси. У оба ова времена облачност се повећа и за извесна места означују максимум облачности. То је разлог, што на разним местима највећа облачност може падати у разне часове, негде ноћу, негде по подне, а гдегде се појаве по два максимума, у оба времена, док је најмања облачност најчешће у вечерњим часовима. Ноћни (одн. рани јутарњи) максимум нарочито је чест на океанима и у приморју, а поподневни у унутрашњости копна, већином у летњим месецима.

У годишњем току облачности огледају се тешње везе са годишњом поделом киша: у месецима обилних киша облачност је велика, а у мање кишовитим је мања и облачност. Али, одговарајући топлотним условима, она је у екваторијалним пределима стално велика, са малим колебањима, а према повратницима се средња вредност облачности смањује; велике су разлике само између предела монсунске и субтропске климе. У првима је највећа облачност при летњем монсуну, у добу најјачих киша, а у другима у најхладнијим месецима. На умереном појасу је облачност уопште већа, али су годишња колебања релативно незнатна. Минимум се јавља у једном од летњих месеца, а максимум зими, услед честих магли и стратуса. Али су у то време, због ниског положаја стратуса, планински врхови најведрији, а највећу облачност имају лети, при најјачим асцендентним струјама.

Код опште *поделе облачности на Земљи* упада у очи, да у главном стоји у обрнутом односу са општом поделом ваздушног притиска, а у правом односу са релативном влажношћу [1]). Према томе би се могло

[1]) в. стр. 477 и 515.

очекивати, да ће највећа облачност бити око стожерника, где су најнижи ваздушни притисци, са секундарним максимумом око екватора, а најмања на субтропским ширинама и, вероватно, око полова, јер појасевима високог притиска, са десцендентним кретањима ваздуха, одговара мала релативна влажност, а по томе и мала облачност, док се на појасевима ниског притиска, са асцендентним струјама, мора повећати и релативна влажност и облачност. *Арениус* је, по картама облачности од *Тесерен де Бора*, прорачунао средњу облачност за појасеве од десет степена географске ширине, која је оволика[1]):

	С 70°–60°	60°–50°	50°–40°	40°–30°	30°–20°	20°–10°	10°–0°	0°–10°	10°–20°	20°–30°	30°–40°	40°–50°	50°–60° Ј
копно	**5·8**	5·6	4·6	3·6	2·9	*2·8*	5·0	**5·5**	4·8	*3·0*	3·9	6·1	**7·1**
океан	6·6	**6·8**	6·3	5·2	*4·7*	*4·7*	5·7	**6·0**	5·4	*5·0*	5·1	6·2	**7·2**
копно океан	6·0	**6·2**	5·5	4·6	*4·1*	4·2	5·5	**5·8**	5·3	*4·5*	4·9	6·2	**7·2**

По овом прегледу излази, да јужна полукугла има уопште већу облачност и на копну и на океану, а с друге стране, да копна имају много мању облачност од океана. Све то одговара и теорији, јер океани могу при свима температурама заситити ваздух, а на копнима тог услова нема. Али би, по ранијој напомени, велики континенти требали да у летњим месецима имају највећу облачност, јер је у то доба у целој централној Азији, Арабији и Сахари развијена огромна барометарска депресија, па ипак све континенталне станице имају лети знатно мању облачност него зими, нарочито пустињских предела, услед високих температура с једне стране, а суве земљине површине с друге. Средња летња облачност у Тариму, Источном Туркестану, је 4·2, у Ташкенту 1·3, у Самарканду 0·8, док је у пустињи Сирије и Сахари и средња годишња облачност мала[2]): Бабилон, данашњи Хиллех (32°30′ с. ш., 44°20′ и. д.) 2·5, Тимбукту 2·2, Гардија, на алжирској висоравни 1·3, а за лето су одговарајуће средње вредности 0·4, 1·7 и 0·7. Највећа је облачност на североисточном делу Атлантског Океана, где јој је средња годишња вредност у појединим пределима оволика[3]): на Фереерским Острвима 8·4, на Гримси Острву, северно од Исланда, 8·3, а на Она Острву, при западној обали Норвешке, 8·6. Напослетку се из карата облачности јасно види и утицај континенталног рељефа. Чеоне, превлађујућим ветровима окренуте стране планинских ланаца имају већу облачност од зачеоних, а предели, који су са свих страна опкољени планинама, одликују се доста ведрим небом.

Атмосферски талози. – Сви облици излучене водене паре из ваздуха, који се на земљиној површини појаве у течном или чврстом

[1]) l. c., стр. 653.

[2]) *Zum Klima von Babylon.* Met. Zeitschr. 1912, стр. 30–31. — *J. Hann, Klima von Timbuktu,* ibid. 1903., стр. 37–40. — *J. Hann, Zum Klima der algerischen Sahara,* ibid. 1893., стр. 467–471.

[3]) *Oskar V. Johansson, Die Bewölkung auf den Färöern.* Met. Zeitschr. 1911., стр. 407–410.

стању, зову се *атмосферски талози*, било да се образују непосредно на земљиној површини или појединим предметима на њој, било да падају из облака. У прву групу спадају: роса, слана, иње и поледица, а у другу: киша, снег, суградица и град.

Роса и слана. У случајевима, када се предмети на земљиној површини, или она сама, толико расхладе, да им температура спадне испод росне тачке, тада ће се додиром ваздуха са хладнијим предметима водена пара кондензовати и излучити из ваздуха. Ако је температура росне тачке изнад 0°С лучење се догађа у облику водених капљица и образује се *роса*, а ако је испод 0° водена се пара непосредно кондензује у чврсто стање и излучи у чврстим кристаластим облицима, ма да не потпуно кристалне структуре[1]). То је *слана*. Међутим, ако је температура росне тачке блиска тачки замрзавања може се прво образовати роса, која се даљим хлађењем замрзава и прелази у слану. Нарочито су погодни услови за стварање росе и слане тихо време, кад ноћна радијација није ничим спречена и температуре могу јако да опадају. Осим тога је хлађење тим интензивније што је већа радијациона моћ појединих тела и што мање могу да накнаде изгубљену топлоту спровођењем из тла. Зато се нарочито оросе ниске биљке, које имају погодне површине за снажну радијацију и слабу спроводљивост топлоте. Врло се често догађа, да је већ на неколико метара изнад земљине површине ваздушна температура виша од росне тачке, док су траве и ниске биљке јако орошене, или да је на њих пала слана, а на нешто већим висинама је температура изнад тачке замрзавања[2]).

Али стварање росе није ограничено само на ране јутарње часове него је може бити и за време целе ноћи, а на местима у хладовини и пре сунчева заласка.

Иње. Честице иња су храпави, по своме саставу сићушни и слани слични облици, који се при оштром и магловитом времену могу нахватати по гранама лиснатих дрвета и четинара, на свима угловима и сечсницама истакнутих предмета, а врло мало на положеним површинама. По свему изгледа, да су за образовање иња нарочито погодни они делови тела, који се најбрже и најјаче расхладе. Спроводљивост топлоте при томе нема никакав значај, јер се иње исто тако нахвата на дрвету, као и на гвожђу.

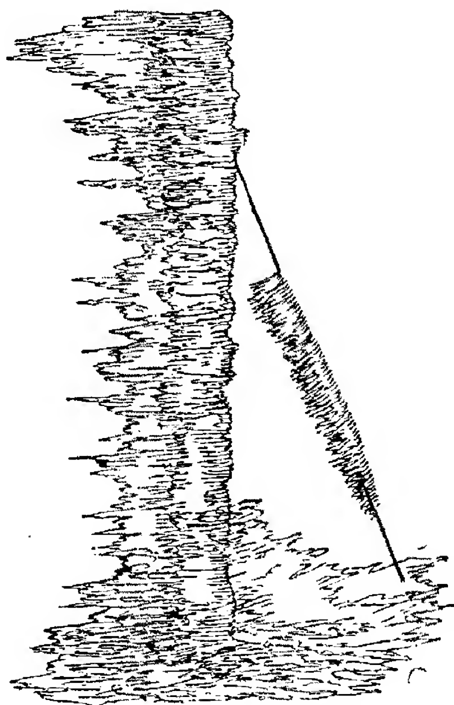
Да би се иње могло стварати треба да је магловито време и да су сви предмети много хладнији од 0°. У томе случају маглене честице могу остајати у течном стању ако су прехлађене и до —10°, али чим

---

[1]) *R. Assmann, Mikroskopische Beobachtungen der Struktur des Reifs, Rauhreifs und Schnees.* Met. Zeitschr. 1889., стр. 339—342 са 1 таблицом.

[2]) О узроцима овлажености, слане, иња и поледице изнео је важне податке *G. Hellmann, System der Hydrometeore.* ibid. 1915,. стр. 241—253.

се додирну са чврстим телом, нарочито ледом, сместа се следе у провидне, али не кристаласте творевине. Слабији ветар носи собом и маглене честице, које се при додиру са разним телима, гранама, стубовима и др., сталоже, највише на чеоним, ветру окренутим странама (скица 199). При врло ниским температурама може и прехлађена водена пара при додиру са још хладнијим телом да непосредно пређе у чврсто стање, али је у том случају структура ињa кристаласта, већином у облицима хексагоналног система. Осим тога је за постанак иња важно, што је за лед максимална снага напона при истим температурама мања него за воду и ваздух[1]); ако је овај засићен, у њему ће бити више водене паре него што би могло бити при додиру са ледом. С тога ће лучење наступити баш на оним местима, која су од раније покривена ледом, односно нагомиланим ињем. То је разлог, што се под теретом иња ломе гране, телеграфске жице и др. Нарочито је много иња по планинама. Метеоролошке станице на Бјелашници, Бен Невису, Брокену показују односе, какви се на низијама не могу никад догодити. Свега нестане под нагомиланим ињем и природни се облици сасвим изгубе.



Скица 199. — (по *Börnstein*-у)

Иње се од слане разликује и по географској подели и по условима постанка. С једне стране, слане може бити скоро у свима климатским провинцијама, са изузетком тропских низија, а иња само у хладнијим климатима, у зимској половини године. С друге се стране слана ствара претежно у хладнијим часовима дана, при ведром небу, тихом времену, погодним условима за радицијацију, док се иње лучи при мутном, влажном, нарочито магловитом времену, у свима часовима дана, и нахвата се претежно на оној половини дрвета или других предмета, која је окренута ветру. По правилу иње „пада" после периоде јаког мраза, као претеча блажијег времена[2]).

Поледица. Поледицом се назива глатка превлака леда на тлу, одн. на дрветима, лишћу, цвећу и т. д., која може настати на тројак начин: 1. ако су кишне капљице, које падну на земљину површину, прехлађене, т. ј. испод ледне тачке, и тада се при додиру са чврстим телима следе;

[1]) в. таблицу на стр. 511.

[2]) *Oskar V. Johansson, Zur Definition des Rauhfrostes und Glatteises.* Met. Zeitschr. 1905., стр. 27—29.

2. ако после периоде дуготрајног, јаког мраза настане изненадан преокрет времена, при коме падне киша и следи се на прехлађеном или замрзнутом тлу, односно на прехлађеним предметима; 3. ако се после периоде мраза таложе на земљишну површину честице магле, т. ј. ако „сипи“ киша.

Јака ће поледица настати само у првом случају, нарочито тада, ако су сви предмети на земљиној површини, и она, хладнији од 0°C, ма да то није једини услов, јер су доста честе поледице и ако су предмети топлији од 0°. Насупрот томе, други и трећи начин образовања поледице могућ је само при замрзнутом тлу, или кад су земљина површина и предмети на њој много хладнији од 0°C. У оба је случаја превлака леда танка и с тога се брзо отопи, али између њих има и разлике, јер се у другом случају ледна кора може ухватити и око биљака, џбуња, телеграфских жица и других предмета, као т. зв. инкрустација[1]), док је у трећем случају поледица ограничена скоро искључиво на тле.

Киша. Кад у влажној асцендентној струји почне стварање облака, настаће код водених капљица у њима, при даљем издизању ваздушних честица, извесна пресиђеност и доста ће се брзо повећавати. У тренутку кад постану толико велике, да их ни потисак асцендентне струје не може задржати у лебдењу, почну падати на земљину површину и то је почетак кише. За време пада капљице се повећавају, јер веће капљице падају брже од мањих, па се с њима сударају и спајају[2]). Уопште су капљице тим веће што је јача киша, а највеће опажене капљице имају у пречнику 7 мм; још веће се у паду распадну у неколико мањих капљица.

По испитивањима *Маршана* је утврђено, да се у Пиренејима кондензовани продукти луче из облака тек ако су дебели 700 м. Тада почиње да сипи, а кад облаци постану дебљи почне да пада и киша. Увек ће бити кише, ако је облак дебљи од 1500 метара[3]).

Али, има случајева, да је ваздушан слој између кондензацијоног нивоа, т. ј. доње површине облака, и земљине површине релативно сув и врло топал, и капљице се при паду не повећавају, него се напротив смањују, јер услед све веће топлоте све више испаравају, док сасвим не испаре. У пустињама су чести случајеви, да из облака пада плаха киша, о чему сведоче тамне пруге, које се од облака косо пружају

---

[1]) *L. Godefroy, Le verglas du mois de janvier 1879.* Comp. rend. de l'Acad. des Sciences. Tome LXXXIV. Paris 1879., стр. 244—245. — *P. Piébourg, Sur les effets produits, à Fontainbleau, par le verglas des 22, 23 et 24 janvier 1879.* ibid., стр. 245—247.

[2]) *P. Lenard, Über Regen*, l. c.

[3]) *E. Marchand, L'Écran pyrénéenne. Étude de Météorologie regionale. Mécanisme de la production des nuages pluvieux sur le versant nord des Pyrénées.* Compt. rend. des Travaux de l-er Congrès du Sud-Ouest navigable (tenu à Bordeaux les 12, 13 et 14 Juin 1902.). Bordeaux, Feret et Frer. 1902., стр. 182—192.

према земљиној површини, али на висини од неколико стотина метара ишчезну и до Земље доспе само која крупна кап[1]). Има и других, много ређих случајева, да киша пада из ведрог неба, без претходног стварања облака, о чему има доста података до половине прошлог столећа[2]). Али им у последње време није обраћана пажња и о узроцима нема сигурнијег мишљења. По томе и општи закон, да су облаци битни услов киша, има вероватно изузетака, као и други емпиријски закони.

Тачнијим испитивањем кишних капљица је доказано, да немају састав хемијски чисте воде, јер падајући из облака односе сву нечистоћу из ваздуха, нарочито при почетку падања, али је важнија од ових случајних придодатака (прашине, гара и др.) мање више стална садржина нитрата, амонијака, шалитрене киселине и неких других хемијских спојева[3]). Изгледа, да је то нарочито потпомогнуто електричним пражњењима у ваздуху, не само њиховим чулним облицима, муњама и громовима, него и иначе, јер је зими кишна вода богатија нитратима него лети. Такав састав кишнице је нарочито важан за вегетацију, јер знатно утиче на њен развитак и напредовање.

Даље се, при мерењу температура кишне воде, показало, да су просечно за 1·7° ниже од ваздушне температуре, нарочито много при кишама, које доносе ветрови са северног квадранта[4]). Чак је и у екваторијалним пределима, на океанским површинама, исто толико хладнија од ваздуха. То се може протумачити врло наглим падањем капљица, које се у паду не могу брзо прилагодити температурама околног, све топлијег ваздуха, што су ближе земљиној површини. Тиме се уједно објашњава, зашто после летњих киша увек захлади, нарочито после јаких пљускова, кад им је температура још нижа.

Снег. При температурама испод 0° водена се пара кондензује у ситне ледне кристале, који при великој влажности прелазе у веће, мно-

---

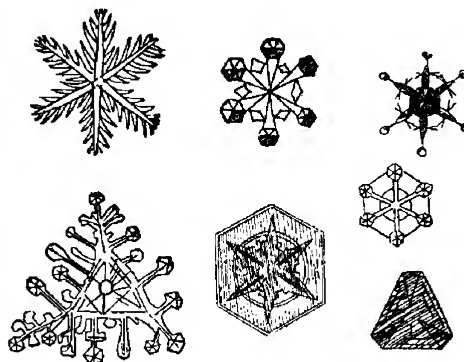
[1]) *Johannes Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit.* Berlin, Dietrich Reiner, 1900., XIV + 175 стр.

[2]) *Extrait d'une lettre de M. Wartmann à M. Arago, sur une pluie qui est tombée à Genève par un temps parfaitement serein.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences. Tome V. Paris 1837., стр. 549. — *Pluie par un ciel serein,* ibid. Tome XI. 1841, стр. 326—327. — *Extrait d'une lettre de M. de Neveu à M. Arago, Observations de pluie par un temps serein,* ibid. Tome XII. 1841., стр. 777—779. — *M. Babinet, Gouttes de pluie par un temps serein,* ibid. Tome XIV. 1842, стр. 765—766.

[3]) Података има у свима свескама „Annuaire de l'Observatoire municipal de Paris, dit Observatoire de Montsouris" од 1891 год. даље. — в. и *A. Muntz et Marcano, Sur la proportion de nitrates contenus dans les pluies des régions tropicales.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences. Tome CVIII. Paris 1889., стр. 1062—1064. — *Albert-Lévy, L'ammoniaque dans les eaux météoriques,* ibid., Tome CXIII. 1891., стр. 804—805. — *A. Muntz, L'ammoniaque dans les eaux de pluie et dans l'atmosphère,* ibid. Tome CXIV. 1892., стр. 184—186.

[4]) *J. Breitenlohner, Temperatur des Regenwassers bei Gewittern.* Zeitschr. f. Meteorol. 1873., стр. 99.

голике и лепе, симетрички развијене пахуљице. Типски представник је једноставан, према једној равни развијен скелет шестокраке звездице (скица 200). Образовање скелета је општа особина свих тела, која се кристалишу, и увек се може опажати, чим су испуњени потребни услови. Који су то, изнео је *Вегенер* по *Леман*-овом делу „О молекуларној физици“ и указао, да се сви ти закони могу применути и на образовање снежних кристала у ваздуху[1]). Нарочито је проучавао снежне пахуљице *Хелман*, по коме припадају хексагоналном систему са три једнаке осовине, које се секу под углом од 60°, а четврта је много краћа од ових и усправна на њих. То је главна осовина, а остале три су споредне, али леже у главној равни симетрије. Пошто је већина снежних кристала нарочито развијена у тој равни, пахуљице имају више изглед површине, са две димензије, него тела са три димензије[2]). Али су температуре пахуљица врло блиске тачки замрзавања, одн. топљења, па им се поједини делови могу при најмањем притиску отопити, да се по престанку притиска с места понова замрзну. С тога је већина пахуљица састављена из неколиких, овлаш повезаних мањих, и кад падну на земљину површину све се међусобно спајају и образују потпуно једнолик снежни покров, у коме се поједини облици не могу више разазнати.



Скица 200. — Облици снежних кристала, 8 до 19 пута увећани.

Величина пахуљица је веома променљива, што се и слободним оком може видети, али су према кишним капљицама увек знатно веће. На њихову величину утиче и температура, јер су при нижим температурама мање. Изгледа, да је температура од — 20° C карактеристична, јер изнад ње пахуљице већином падају у облику шестокраких звездица, док при нижим температурама превлађују ледне иглице призматичких облика.

Дебљина снежног покрова није ни у ком случају пропорционална количини воде у њему, јер између појединих честица има ваздуха. Просечно одговара дебљини свежег снега од 10 до 12 цм. слој отопљене воде од 1 цм. Али се при дужем лежању снег испаравањем, притиском од горе, топљењем и поновним замрзавањем по површини стеже и згушњава, и што дуже лежи све је гушћи. То је разлог, што се снег при мерењу атмосферских талога мора прво отопити, да би дао одговарајућу висину воде.

[1]) *Dr. Alfred Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre.* Leipzig, Joh. Ambr. Barth, 1911., стр. 85—90.

[2]) *G. Hellmann, Schneekrystalle. Beobachtungen und Studien.* Berlin, R. Mückenberger 1893., 66 стр. са 8 таблица снежних кристала.

Суградица (крупа, циганчићи). Кад је ваздух ускомешан, и при снажној асцендентној струји почне кондензација на оним висинама, где је температура око 0°, онда ће се у нижем делу облака образовати кишне капљице, а у вишем ледни кристали, али се створена кристаласта језгра због ускомешаности сударају и спајају са другима те добију храпав облик. У нижим, топлијим слојевима кристали се по површини топе, али се при паду сударају са другима, при додиру се с места следе и на земљину површину падну као лаке куглице неколиких међусобно спојених и непрозирних иглица, са пречником од 2 до 5 мм. То су зрна суградице, слична снежној грузви, само су кадикад превучена танким слојем леда.

Ваздушни услови за постанак суградице, т. ј. облак са снежним кристалима, испод кога је слој са прехлађеним капљицама, испуњени су баш у оним временима, кад суградица пада. То су пролази локалних циклона, дубоких поремећаја атмосферске равнотеже, услед којих се образују динамички кумулонимбуси. Суградица је најчешћа у марту и априлу, а кадикад пада и у мају, при хладнијем времену. После суградице може пасти снег, али се никад не догоди, да после снега падне суградица. У планинским пределима умерених ширина, где атмосферски талози већином падају као снег, суградица замењује кишу и најчешћа је у летњим месецима.

Грâд. Повремено, а нарочито у поподневним часовима летњих дана, падају из облака зрна леда, која су позната под именом *града* или *туче*. И ако је тај појав на први поглед чудноват, ипак се може лако објаснити условима вертикалне поделе температура. Оне су у летњим месецима већ на доста незнатним висинама испод ледне тачке (в. скицу 173 на стр. 430), а у то је доба средња ваздушна температура најтоплијих часова (од 1 до 4 по подне) у Београду 28·5°C. По томе је вертикалан градијент врло велики, а услов за асцендентне струје повољан. Ако се у тим временима појави барометарска депресија и ако је ваздух скоро засићен паром, испуњени су сви услови за образовање града, јер ће се тада обични кумулуси или нимбуси претварати у кумулонимбусе, чији се горњи делови у погодним случајевима испну до 6 и 8 километара, а кадикад и до стратосфере[1]). У тим деловима почиње образовање језгрâ за градна зрна, вероватно смрзавањем прехлађених водених капљица око првобитних зрна суградице[2]).

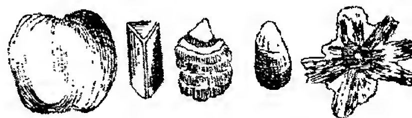
[1]) О старијим назорима о граду и о постанку града писали су *Dr. W. Schwab, Die Hageltheorien älterer und neuerer Zeit, deren Nachweis in der Literatur nebst theilweiser kritischer Beleuchtung.* Cassel. E. Hühn 1878. — *Rollo Russel, On Hail.* London E. Stanford 1893. XV + 224 стр., са 2 табл. фотографисаних зрна града. — *Dr. Wilh. Trabert, Die Bildung des Hagels.* Met. Zeitschr. 1899., стр. 433—447.

[2]) Експериментално је доказано, да се вода може расхладити до врло ниских температура па да не пређе у чврсто стање, али чим се уздрма или додирне са ледом

Ако би образована зрна града имала за време целог процеса просечан полупречник од 5 мм., она би при тихом времену падала брзином око 14 м/сек. Сасвим је друкчији случај, ако се зрна града налазе у асцендентној струји, која се диже брзином од 5 м/сек., јер ће сад падади много спорије, брзином од 9 м/сек., те ће са висине од 6300 метара пасти на земљину површину после 700 секунада, односно после 12 минута. При свем том зрна града задржавају према ваздуху своју првобитну брзину пада и истински стуб ваздуха, кроз који прођу, неће бити 6·3 км. него 14 километара. Још већа би се промена догодила, ако је брзина асцендентне струје 8 м/сек. или већа, јер она одржава баш капљице од 2 мм. у пречнику стално у лебдењу, а веће не могу постојати, јер се распадну у мање капљице. Из тих би разлога у кумулонимбусима било нагомилано веома много течне воде, много више него у обичним облацима, и зрна града би се при додиру са прехлађеним капљицама могла стално повећавати. Да толико јаки потисци нису сувише ретки сведоче сви они случајеви, у којима град пада без истовремених киша. То се може објаснити само тако, што капљице, због јаког потиска, не могу да падају него остају у облаку[1]).

Град пада скоро без изузетка приликом непогода, али су при њима електрична пражњења из облака чудновате природе. Муње скоро непрекидно севају, а грмљавина је потмула, сасвим слаба.

Зрна града имају разне облике и величину. Већином су мутна, млечне боје, никад потпуно чиста и прозирна као хомогени комади леда исте величине, и најчешће имају тамно језгро, споменуто зрно суградице, око кога су наслагане мање више концентричне, чврсте и меке, наизменце светле и замућене танке превлаке леда, са појединачним шупљинама, у којима је ваздух. То је карактеристичан и најчешћи облик, који уједно указује и на начин постанка (в. скица 201, трећи и четврти облик). Поред крушкастог и овалног облика, кадикад су зрна безоблична, а у појединим случајевима кристаластих облика (2 и 5). Величине зрна зависе од неколиких услова, али највероватније од висине, са које су почели падати, и од дебљине облака, кроз који су падали. У Средњој Европи већином нису већа од лешника, али их има и мањих, као пиринач, а и много већих, као голубије или кокошије јаје. И трајање града је променљиво, али већином кратко: најчешће од једног до десет минута, а у изнимним случајевима 20 до 30 минута. Напослетку је град чешћи



Скица 201. — Облик градних зрна.

одмах се и она следи. Доцније је то потврђено непосредним опажањима при пењању у ваздушним лоптама, јер се у 2000 метара дебелом облаку прехлађене водене капљице нису следиле, и ако су температуре биле врло ниске, до — 10°C.

[1]) *Dr. Alfred Wegener*, l. c. стр. 300—304.

у тропским пределима него на већим ширинама. У Средњој Европи је честина од септембра до марта 9%, а од априла до августа 91%.

Мерење атмосферских талога и прорачунавање. — Сви облици атмосферских талога, који падну из облака, мере се *кишомером* или *плувиометром*[1]) на тај начин, што се одреди, колику би висину имао слој кише, одн. отопљених чврстих талога, који у току дана, месеца или године падну на хоризонталну површину и на њој се задрже, без испаравања, отицања и продирања у тле.

Кишомер је цилиндричан лимен суд са површином од 200 цм² (пречник 16 цм.), који прима талоге. Кроз левак у унутрашњости кишомера кишница се слива у боцу, која је постављена при дну. Она се једанпут дневно, по потреби и чешће, вади и вода саспе у уску цев, која је тако градуирана, да слоју од 1 мм кише у суду одговара висина од 1 или 2 цм., према томе, да ли је шира или ужа. На тај се начин и врло мала количина воде измери. То је разлог, што се обично говори о годишњој количини киша, чак и у оним пределима, у којима претежно пада снег. Кишомер се слободно постави на висини 1 метра изнад земљине површине, али не сме бити изложен снажним ветровима, јер иначе известан део талога не би био измерен.

Из одређених дневних количина кише прорачунавају се месечне и годишње количине, а не средња вредност свакодневне количине кише у дотичном месецу или години, што је случај код температура и других климатских елемената. По томе месечна или годишња вредност код киша одговара реалној величини, т. ј. целој количини воде, која је у дотичном месецу или години пала. Код њих су рачунски производи само вредности дугогодишњих *средњих* месечних и годишњих количина.

Али, поред количине атмосферских талога климатски значај има и њихова *честина*, т. ј. број дана са атмоферским талозима уопште, а посебно број дана са кишом, снегом или градом, а с друге стране честина одређених количина, одн. број дана, у којима је пало до 5, 10 и више мм. Практични и теоретски интерес има одређење неколиких рачунских величина, које карактеришу односе код атмосферских талога, као што су вероватност и густина кише, релативан плувиометријски ексцес и коефицијент. *Вероватност кише* се добија, ако се број кишних дана у месецу подели са бројем дана истога месеца. Те вредности имају доста велики практичан значај, јер непосредно упућују на промене у годишњем режиму влажности, што је нарочито потребно за фитогеографа и за разне пољопривредне сврхе. Исти значај има и *густина кише (интензитет)*, т. ј. однос средње количине ваздушних талога у месецу или годишњем добу према средњем броју кишних дана у истом времену. Плувиометријски

---

[1]) од лат. *pluvia* = киша и грч. μέτρον = мера, мерило.

ексцес и коефицијент имају већи значај за питање о подели атмосферских талога у разним месецима. Они дају јасну представу о односу истините поделе талога према равномерној, идеалној подели. При тим се одређењима месечне количине кише изразе у процентима или промилима годишње количине, а код равномерне поделе отпада на месеце са 31 даном по 85‰, на оне са 30 дана по 82‰, а на фебруар 77‰. Разлике између истинитих и идеалних вредности дају непосредно *релативне плувиометријске ексцесе,* који су независни и од дужине месеца и од апсолутне количине ваздушних талога. Месеци са позитивном диференцијом су влажни, а са негативном суви. Али се, уместо разликама, односи у подели киша могу изразити и квоцијентом, т. ј. односом између фактичне према равномерној подели атмосферских талога, који означава *релативне плувиометријске коефицијенте.* Ако су већи од 1 месеци су релативно влажни, а у противним случајевима суви. Ова је ознака јаснија од релативног ексцеса, јер коефицијент 0·50 значи, да је у одређеном месецу пала тек половина оне количине кише, коју би имао при равномерној подели.

С географског гледишта је од свих ознака најважнији интензитет кише, јер што је он већи тим јача је механичка денудација и ерозија. Познато је, да иста количина кише има друкчији утицај ако пада споро и дуго, као што су јесење кише, него ако падне као кратак, али јак пљусак. За ведре и суве климате субтропских предела је карактеристично, да су пљускови кадикад врло снажни и да имају јако ерозијоно дејство, али на вегетацију скоро ништа не утичу, јер нагло отичу или испаре, а тле оставе суво. Напротив је при дуготрајним, тихим кишама и трајање облачности много дуже, ублажена су температурна колебања, испаравање је успорено, тле добро промочено и напијено, а све то има погодан утицај на вегетацију, али не на вајање копнених облика.

Количина и честина киша врло су променљиве вредности и *средње одступање* појединих година од дугогодишње средње вредности веома је велико. У Београду је средње одступање од 20-огодишње средње количине (616 мм.) 32·8%, а у Северозападној Европи за половину мање (13%); у најсувљој години је у Београду пало 53%, у најкишовитијој 138·6% средње годишње количине, а апсолутно одступање је преко 85%. Наравно, да су у појединим месецима средња одступања још већа него код годишњих количина киша: у Средњој Европи преко 40%, а у сувим пределима преко 60%. Још већа су апсолутна одступања код месечних вредности, што се види из ова два примера. У Београду је децембра 1888 год. пао 1 мм. талога, а 1894 год. 87 мм., док је у октобру 1905 пало 205 мм. кише, а у истом месецу 1907 год. само 7 мм.; то је 2·3% према 197·7% средње децембарске вредности, односно 342% према 12% средње количине кише у октобру. Код киша су услови

много промењивији него код осталих климатских елемената и потребна су много дужа посматрања, да би се добиле нормалне вредности.

Подела кише у току дана. — Као што дневни ток облачности зависи од многих чинилаца, то исто вреди и за кише, које су њене последице. Шта више, дневна је подела кише још компликованија, јер се најчешће јављају по два и три неједнака максимума, и исто толико неједнаких минима. При свем томе се могу издвојити четири кишна типа, ако се пође од средњих годишњих вредности. Према дневном току облачности имаће океански предели највише кише у ноћним часовима, а минимум по подневу, кад је морска површина најтоплија. Сличан тип имају и приморја, само је максимум помакнут на доцније часове, око зоре, а минимум на раније поподневне часове. Тропски тип је супротност океанском, јер највише кише пада у поподневним часовима, услед врло високих температура и образовања нимбуса, а у ноћним часовима се појави врло слаб секундаран максимум (2 до 4^{h}a), вероватна последица стратуса. Најмање је кише између 8 и 10^{h}a. Континенталан тип средњих и већих ширина има у средњим годишњим вредностима два максимума киша, поподневни и јутарњи, од којих је први много изразитији, а други помакнут на 6 до 8^{h}a. То је једина разлика према тропском типу, јер се и оба минима поклапају са тропскима. Једино се у летњим месецима на континентима умерених ширина показује тенденција за једним, врло изразитим поподневним максимумом кише и минимумом у најхладнијим часовима, око сунчева рађања, што је случај у Београду. Али не треба мислити, да се ови типови смеју уопштити. Свугде се показују одступања од њих, најмања на океанима, а нарочито велика на копнима, услед многобројних чинилаца, који ремете и мењају нормалне услове. Тако на пр. Загреб, и ако континентална станица, има у свима месецима најчешће ноћне кише, а то није ни приморски тип, него карактеристика океана.

Подела киша по месецима. — Поред годишње поделе температура у климатологији је друго најважније питање о подели киша по месецима, јер су обе истога значаја за животне услове на Земљи. И код поделе киша могу се издвојити неколико карактеристичних типова, према условима кишовитости у разним годишњим добима. Али је потребно упозорити, да су због топографије земљишта и других узрока и у истим кишним појасевима при *истој подели* киша разлике у њиховим *количинама* врло велике, често веће но у два разна типа. С тога се већином подела киша по месецима изрази у процентима годишње количине, јер је тако упоређење разних кишних режима знатно олакшано, ма да су у сваком случају истините количине кише важније од њихове процентуалне вредности.

1. *Екваторијалан појас* је предео најјачег загревања и скоро сталних асцендентних струја, које су први услов опште атмосферске цирку-

лације, велике облачности у екваторијалном појасу и повољних услова за кише у свима месецима. Али се, због мигрирања топлотног екватора, изразитија „кишна доба“ развијају за време маина, нешто после сунчевих зениталних положаја, дакле од марта до маја и од септембра до новембра, а између њих два „сушна доба“, ма да и у њима пада довољно кише. Међутим, ти односи владају само на релативно уском појасу, приближно од 12° сев. до 12° јужне ширине, јер је само дотле временски размак између оба сунчева зенитална стања толико дугачак да се могу развити два максимума и два минимума киша. Влажност је целе године велика, скоро увек запара и умарајућа топлота, до поднева је небо већином ведро, а пред вече пљускови са непогодама, нарочито за време кишног доба. Ипак је вегетација стално бујна због слабо развијених сушних доба.

Наравно, и у екваторијалном појасу има изузетака, те у некојим пределима годишња количина киша није по теорији подељена, него су оба сушна доба дужа и изразитија. То у знатној мери утиче на вегетацију, јављају се *саване*, рудине са појединачним групама дрвета или ксерофилним биљкама, а ређе *степе*, предели без икаквих дрвета. Такви су предели Сомала и Гале, у екваторијалној источној Африци, „љаноси“ Венецуеле, око слива Ориноке, и поједини делови бразилијанске висоравни.

Да би се видело, каква је у истини годишња подела киша узето је пет станица са екваторијалних предела[1]) и по су њима прорачунате средње месечне вредности у ‰ и плувиометријски коефицијенти:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
подела у ‰	*44*	56	117	**145**	112	64	*50*	51	85	**120**	99	57	1725 мм.
плув. коеф	·52	·73	1·38	1·77	1·32	·78	·59	·60	1·04	1·41	1·21	·67	

а у скици 202 под *а* унесене су одговарајуће месечне количине киша.

2. *Тропске кише изван екваторијалног појаса.* Од поларних граница екваторијалног појаса па до повратника показују се при зениталним сунчевим положајима такође изразита асцендентна кретања ваздушних маса, али исто онако као код температура, тако и овде, временски размаци између оба зенитална положаја су мањи, оба максимума кише се приближе и слију у изразит један максимум, те највише кише падне у месецу после летњег солстиција обеју полукугала. То је доба маина, а остало пасатских ветрова са малим количинама киша, нарочито после зимског солстиција. Што је ближи предео повратницима тим краће је кишно, а дуже сушно доба, и тим мања је годишња количина атмосферских талога. По томе се, према дужини кишног доба и количини кише,

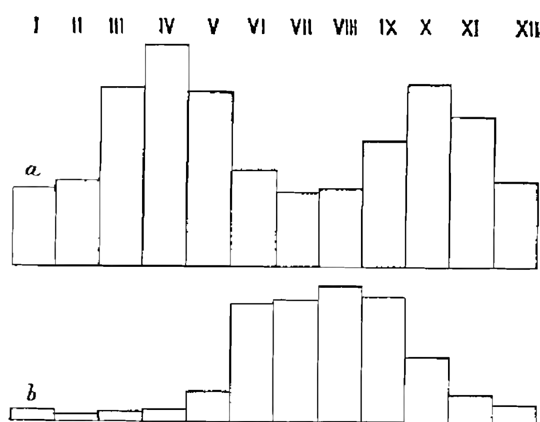
[1]) Из екваторијалне Африке, око Викторија Нјанса: Ентебе (0°3′ ј. ш., 32°30′ и. д., 1160 м.). Букоба (1°20′ ј. ш., 31°52′ и. д., 1143 м.), Ваделај (2°45′ с. ш., 31°30′ и. д., 700 м.), и из Камеруна: Јаунде (3°49′ с. ш., 11°38′ и. д., 750 м.), Балибург (5°53′ с. ш., 10°2′ и. д., 1340 м.).

може разликовати унутрашњи појас, ближи екватору, у коме киша пада око по године, и спољашњи, где је ограничена на 2 до 3 месеца. Овај се по вегетацији може назвати појас савана и степа. Тај тип је изразит у Средњој Америци[1]), а нарочито у Африци[2]), где већ од 13° сев. шир. по неколико месеца нема киша, што се види из ових бројева:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
Средња Америка													
подела у $^0/_{00}$	16	*10*	13	14	46	175	180	**198**	185	97	41	25	763 мм.
плув. коеф.	·19	·13	·15	·17	·54	2·13	2·12	2·33	2·26	1·14	·50	·30	
Африка													
подела у $^0/_{00}$	3	3	4	*0*	25	65	290	**415**	162	31	2	*0*	348 „
плув. коеф.	·03	·04	·05	·00	·29	·79	3·41	4·88	1·98	·36	·02	·00	

У скици 202 под *b* приказане су одговарајуће количине киша за Средњу Америку.

3. *Монсунске кише.* У екваторијалном и тропском појасу, где је развијен тип монсунских ветрова, издашних ће киша бити само у оним месецима, у којима дува летњи монсун, т. ј. ветар са океана. Ту имамо тип изразитих летњих киша, које следују зениталном положају Сунца и које су сличне систему осталих тропских киша. Једино је у екваторијалном појасу нормална подела на два кишна доба поремећена и преображена у једноставну периоду, са једним максимумом. Раније се сматрало, да је летњи монсун битан узрок кишама, јер са мора долази као влажан ветар, али то није потпуно тачно; кондензација је изазвана у главном асцендентним струјама изнад знатно топлијег копна, а у планинским пределима примораним асцендентним струјама уз њихове падине; то је главан узрок огромним количинама киша у појединим деловима Предње и Задње Индије[3]). Наравно да су у појединостима трајање и јачина кишног и сушног доба неједнаки, као и количина киша, а са тим у вези и састав вегетације, код које се велике супротности јављају баш



Скица 202. — Подела киша на тропском појасу: *a* = екваторијалан тип; *b* = тропски тип. 1 цм. = 100 мм. кише.

[1]) Колима (19°20′ с. ш., 103°33′ з. д., 507 м.), Мексико (19°26′ с. ш., 99°8′ з. д., 2278 м.), Мерида (20°58′ с. ш., 89°33′ з. д., 20 м.).

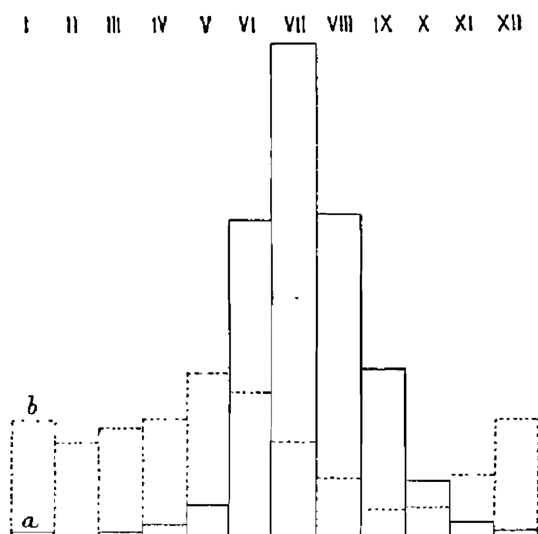
[2]) у Сенегалу: Сан Луи (16°2′ с. ш., 16°31′ з. д., 5 м.), на Нилу: Дуем (14°0′ с. ш., 32°20′ и. д., 383 м.), и Картум (15°37′ с. ш., 32°33′ и. д., 383 м.), у западном Судану: Синдер (13°48′ с. ш., 8°57′ и. д., 495 м.) и Тимбукту (16°43′ с. ш., 2°52′ з. д., 250 м.).

[3]) *Dr. G. C. Simpson*, l. c.

у Индији. Зимски је монсун у главном сув ветар, који доноси мало кише, али, ако дува преко ивичних мора, према полуострвима и острвима, донеће на њихове чеоне падине кише, које ће падати у зимским месецима, што је случај на западној страни Јапана и Формозе. Као пример модифициране двоструке кишне периоде у тип монсунских киша може послужити Северна Аустралија[1]), која припада још екваторијалном појасу, док је Индија[2]) нормалан и типичан представник поделе киша у монсунским пределима; њене средње месечне количине киша приказане су графички у скици 203 под *a*.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
Аустралија													
подела у ‰	**267**	222	188	85	32	4	4	*3*	4	15	48	128	1834 мм.
плув. коеф.	3·14	2·88	2·21	1·04	·38	·05	·05	·04	·05	·18	·59	1·51	
Индија													
подела у ‰	2	*0*	1	8	21	224	**348**	229	117	39	9	12	3176
плув. коеф.	·02	·00	·01	·10	·25	2·73	4·09	2·70	1·43	·46	·11	·02	

4. *Пасатске кише.* Јасно одступање од нормалних услова киша у тропском појасу показује се на источним обалама већих тропских и суптропских ширина, на које пасатски ветрови правилно дувају. У тим пределима има у свима месецима киша, јер пасат у свима месецима подједнако правилно дува и увек доноси нове количине водене паре са океана, али се разлике у подели киша јављају услед његове неједнаке снаге: он је у зимским и пролетњим месецима обеју полукугала јачи него у осталим месецима[3]), и зато ће највише кише бити између децембра и маја. За пример може послужити северни део Јужне Америке[4]), где су пасати у целој години правилно развијени. Графички су количине киша по месецима представљене у скици 203 под *b*, а њихове вредности у промилима и одговарајући плувиометријски коефицијенти су оволики:



Скица 203. — Подела киша на тропском појасу: *a* = тип монсунских киша; *b* = тип пасатских киша на источним обалама копна. 1 цм. = 200 мм. кише.

[1]) Порт Дарвин (12°28′ ј. ш., 130°51′ и. д.), Кап Јорк (10°39′ ј. ш., 142°24′ и. д.).

[2]) Мангалоре (12°52′ с. ш., 74°54′ и. д., 8 м.), Бомбај (18°54′ с. ш., 72°49′ и. д., 11 м), Пуна (18°28′ с. ш., 74°10′ и. д., 560 м.). Махабалешвар (17°57′ с. ш., 73°40′ и. д., 1384 м.).

[3]) в. *Појасеви пасатских ветрова*, стр. 493.

[4]) Кајена (4°56′ с. ш., 52°21′ з. д.. 6 м.), Парамарибо (5°49′ с. ш., 55°49′ з. д., 4 м.) Џорџтаун (6°50′ с. ш., 58°8′ з. д., 3 м.).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол
подела у $^0/_{00}$	104	83	98	105	145	129	83	52	*22*	*22*	53	104	2495 мм.
плув. коеф.	1·22	1·08	1·15	1·28	1·70	1·57	·98	·61	·27	·26	·65	1·22	

Са изузетком источних континенталних обала, на којима су пасати услед рељефа земљишта већином приморани на асцендентна кретања, они су иначе доста суви ветрови, чак и на океанским површинама, јер дувају од већих према мањим географским ширинама, долазећи у све топлије пределе. Такав је случај на Острвима Кап Верда, око 16^0 сев. шир., где стално дува североисточан пасат, а годишње количине киша нису веће од 200 до 300 мм.

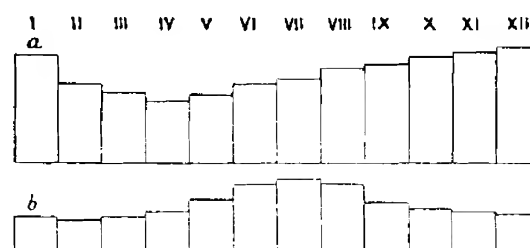
Изван тропског појаса врло су чести поремећаји атмосферске равнотеже појавама барометарских депресија, које са собом доносе промене у времену, повећану облачност и најчешће кише. Под утицајем општег поремећаја највише кише добијају океани и западне обале континената, док мање више локалне циклоне доносе кише унутрашњим деловима. На источним обалама континената владају монсуни, и с тога ти предели имају особен карактер годишње поделе атмосферских талога. Из тих се разлога на умереним појасевима јављају три типа поделе киша: тип западних обала, чист континенталан тип и монсунски тип источних обала, који је раније оцртан. Једино на источном приморју Северне Америке нема годишње смене ветрова са монсунским карактером; оно показује прелазан тип доста равномерне поделе киша, са максимумом у јесењим месецима.

5. *Зимске кише западних обала.* Најчешћи поремећаји у општој атмосферској циркулацији настају у зимској половини године, када су океани релативно топли. Под утицајем честих циклона влажан океански ваздух уђе у асцендентно вртложење и водена се пара кондензује на доста незнатним висинама. Услед велике влажности и највеће честине циклона у зимској половини године, океани и западна приморја умерених ширина имају највећу количину киша у јесењим и зимским месецима, нарочито у јесењим, кад ваздух, због виших температура, може примити велике количине водене паре. Лети су океани релативно хладни, леже под већим притиском ваздуха и у атмосфери су општи поремећаји ређи. То су разлози, што ови предели имају претежно јесење и зимске кише, али ни у летњим месецима нису суви. На северозападним обалама Европе кише су у годишњем току доста сразмерно подељене, много сразмерније него на западном приморју Северне Америке, где од новембра до краја фебруара падне преко 70$^0/_0$ годишње количине, а у три летња месеца тек 5$^0/_0$. Осим тога је годишња количина киша на североамериканском западном приморју много већа него на европском, због планина уз морске обале. У Великој Британији, као главном представнику овог типа, изравната подела киша по месецима је овака:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
подела у ‰	102	73	65	*57*	63	75	77	89	91	100	101	**107**	око 1200 мм.
плув. коеф.	1·20	·95	·76	·70	·74	·91	·91	1·05	1·11	1·18	1·23	1·25	

У скици 204 под *a* изнесена је подела киша у милиметрима.

6. *Континенталне летње кише.* Унутрашњост континената је у зимским месецима хладна, лежи под великим притиском ваздуха, водене је паре у ваздуху мало и, пошто је из барометарских депресија највећи део водене паре излучен у кишама при западним обалама, ове не доносе континентима умереног појаса знатније количине ваздушних талога. Напротив, у томе годишњем добу пада најмање киша, односно снега. Лето је, међутим, због јаког загревања веома погодно за стварање локалнијих циклона, апсолутна је влажност велика, знатно већа но у зимским месецима, и кондензација се може догодити на релативно малим висинама, што више зависи од релативне влажности. То је узрок, што континентални предели имају највеће количине киша при највишем сунчевом положају, око летњег солстиција. Заиста, на копнима годишња подела киша следује сунчевим кретањима скоро од екватора до поларних предела. Са удаљавањем од океана све је мања саразмерност у подели годишњих талога. Разлика између сувљих и врло кишовитих месеца показује се већ у Средњој Европи, нарочито у Русији, а још изразитије у централним деловима Азије. У истом правцу се смањује и годишња количина ваздушних талога. Чисто континентални предели су окарактерисани једноставном кишном периодом, само једним максимумом киша после летњег, а минимумом после зимског солстиција, што се види из примера за Средњу Европу и Северну Азију, око 50⁰ и 55⁰ сев. шир.



Скица 204. — Подела киша на умереним ширинама: *a* = океански тип: *b* = континенталан тип. 1 цм. = 100 мм. кише.

Средња Европа	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
подела у ‰	57	*56*	68	71	92	115	**121**	117	82	75	74	72	око 650 мм.
плув. коеф.	·67	·73	·80	·87	1·14	1·40	1·42	1·38	1·00	·88	·90	·85	
Северна Азија													
подела у ‰	20	*17*	18	35	75	133	**235**	215	122	58	40	32	око 360 мм.
плув. коеф.	·24	·22	·21	·43	·88	1·62	2·76	2·41	1·49	·68	·49	·38	

Горње цифре јасно указују на разлике између Средње Европе и Северне Азије. У првој је области подела киша равномернија, колебање од најсувљег до најкишовитијег месеца тек 65‰, и најмањи плувиометријски коефицијент је 0·67, т. ј. и у најсувљем месецу падне преко ²/₃ оне количине кише, која би пала при потпуно равномерној подели. У другој области су услови сасвим друкчији. Пре свега има 8 релативно сувих

месеца, у 3 месеца не падне ни $^1/_4$ оне кише, која би пала при потпуно равномерној подели, најмањи плувиометријски коефицијент је 0·21, највећи 2·36, двапут већи него у Средњој Европи, и с тога је колебање од најсувљег до најкишовитијег месеца знатно веће, 218‰. Поделу киша у Средњој Европи у апсолутном износу показује скица 204, *b*.

У континенталним пределима јужно од Алпа и Карпата годишња је подела киша нешто модифицирана. Ту се већином јављају два максимума, главан у једном од летњих месеца, споредан у октобру, а изразит минимум у јануару. Таква је подела киша у Србији, као што се види из следеће таблице, у којој су изнесене прорачунате вредности са 16 станица, и графичког приказа у скици 205 под *a*, где су изнесене месечне количине киша у мм.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
подела у ‰	*58*	65	67	97	106	**129**	85	77	68	**95**	82	71	675 мм.
плув. коеф.	·68	·84	·79	1·18	1·25	1·57	1·00	·91	·83	1·12	1·00	·84	

И ако сви ови предели по својим топлотним условима имају тип континенталне климе, по кишној подели представљају прелазну етапу од приморског, модифицираног медитеранског типа ка континенталном типу. Доцније ће се видети, да је у Јадранском Приморју јесењи максимум киша много изразитији од пролетњег, па и Србија има у октобру секундаран максимум киша, који би одговарао главном приморском максимуму, а у јуну главан максимум, у сагласности са континенталним јулским максимумом једноставне периоде. Карактеристика овог и средњеевропског кишног типа је, да у свима годишњим временима имају довољно ваздушних талога; то вреди у главном и за централне делове континената, ма да се у њима јавља тенденција за зимском сушом.

7. *Субтропске зимске кише.* Услед сунчевог привидног кретања по небу не помера се само термички екватор него и појасеви високог ваздушног притиска, те субтропске ширине, на граници између пасатских и превлађујућих западних ветрова умерених појасева, долазе у току године под утицај разних система ветрова. У летњим месецима, кад је Сунце на северној полукугли у зениту око повратника рака, померен је појас високог ваздушног притиска према субтропским ширинама, приближно од 30° до 42° геогр. шир., и услови за кише су услед десцендентних кретања ваздуха толико смањени, да гдегде месецима траје суша. После јесење равнодневице Сунце се креће већ по јужној полукугли неба, појасеви високих притисака се такође повлаче Југу, а северни субтропски предели дођу под утицај превлађујућих западних ветрова и честих барометарских депресија, које су главна одлика већих географских ширина. То је разлог, што су на тим ширинама најчешће кише у зиму, а уједно и врло издашне. Али, као што је у гдекојим пределима екваторијалан тип киша поремећен монсунским ветровима, то исто вреди

и за сутропске зимске кише. Оне су у главном ограничене на западне стране континената, јер источне стоје под утицајем монсуна, а пошто Средиземно Море лежи у субтропском појасу, говори се и о *средиземној* или *медитеранској клими*, па и о медитеранском типу киша.

У пределима чистог медитеранског типа максимум кише пада у месецу зимског солстиција, али са прираштајем географских ширина тип се постепено мења; децембарски максимум се помиче на раније месеце, а поред њега се јавља споредан, пролетњи максимум. Типски примери су Малта и Сицилија[1]) с једне стране, а с друге Јадранско Приморје[2])

чист тип	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ср. год. кол.
подела у ⁰/₀₀	147	103	93	72	39	14	7	15	60	132	147	171	584 мм.
плув. коеф.	1·73	1·34	1·09	·88	·46	·17	·09	·18	·73	1·55	1·79	2·01	
модифициран тип													
подела у ⁰/₀₀	95	83	98	76	53	·47	*25*	43	77	134	147	122	1162 „
плув. коеф.	1·12	1·08	1·15	·93	·62	·57	·29	·51	·94	1·58	1·79	1·44	

Графички је подела киша по месецима (у милиметрима) изнесена у скици 205, за Малту и Сицилију под *c*, а за Јадранско Приморје под *b*. Због померања нормалног, децембарског, на јесењи и пролетњи максимум, код модифицираног типа је сушно доба краће, осим тога и мање изразито. Па ипак, пошто се у целом медитеранском појасу суше подударају са најтоплијим месецима, вегетација добија друкчији тип: зимзелено жбуње и дрвеће мора да се прилагоди тим полусувим пределима и с тога превлађују ксерофиле биљке, у супротности са монсунским областима на истим ширинама, које се одликују летњим кишама и много погоднијим вегетационим и пољопривредним условима.



Скица 205. — *a* = прелазан тип ка континенталним условима; *b* = модифициран и *c* = нормалан тип субтропских киша на западним деловима копна.
1 цм. = 100 мм. кише.

Подела атмосферских талога на Земљи. — Питање о подели годишњих количина киша врло је тешко решити из неколиких разлога. Пре свега је на океанима и морима, на које отпада највећи део земљине површине, немогуће мерити атмосферске талоге, и зато о њима има врло мало података, у главном са океанских острва. Исто тако и на

---

[1]) Малта (35°55′ с. ш., 14°29′ и. д.), Ђирђенти (37°16′ с. ш., 13°31′ и. д.), Калтанисета (37°27′ с. ш., 14°1′ и. д.), Катанија (37°30′ с. ш., 15°3′ и. д.) и Палермо (38°6′ с. ш., 13°19′ и. д.).

[2]) Валона, Скадар, Дубровник, Брач и Мали Лошињ.

континентима има пуно неиспитаних предела, а баш је за одређење поделе киша на копнима неопходно потребно имати густу кишомерску мрежу, нарочито у планинским пределима, јер количина киша, више него икоји други климатски елемент, зависи од континенталног рељефа. Најједноставнији су услови на пространим равницама и висоравнима, отприлике исто онолико колико и на океанима. За те је пределе довољан релативно мали број станица, да би се добио приближан појам о годишњој подели киша. За све друге пределе треба имати врло густу мрежу посматрачких станица, јер се само тако долази до сигурних закључака. Али, ако се све постојеће неправилности у локалној подели киша не узму обзир, него обрати пажња само општој регијоналној подели, може се доћи и без сувише великог броја посматрачких станица до извесних општих закључака.

И у том је случају потребно, да се подела киша представи графички, т. зв. изохиетама[1]), јер се на основу њих може прорачунати колико киша падне у којој области, па и на појединим ширинским појасевима. *Вист* је подвргао критици све досадашње процене о количини киша на упоредницима и ширинским појасевима и, ослањајући се на податке *Фриче*а[2]), *Кернера*[3]) и своје[4]), дошао је до нових, вероватнијих вредности, које се доста разликују од старијих. При томе је засебно прорачунао, колико кише падне на копну, колико на океану, колико просечно на сваком ширинском појасу са копном и океаном скупа; средње висине су изражене у цм/год.[5]):

	С 90°–80°	80°–70°	70°–60°	60°–50°	50°–40°	40°–30°	30°–20°	20°–10°	10°–0°	0°–10°	10°–20°	20°–30°	30°–40°	40°–50°	50°–60°	60°–70°	70°–80°	80°–90° Ј
копно	(34)	(*26*)	35	50	51	52	79	95	172	**181**	110	64	*57*	87	**102**	(30)	(*30*)	(30)
океан	(*15*)	(29)	48	96	**117**	51	22	62	**140**	95	66	*51*	88	**92**	70	(29)	(*15*)	0
цео појас	(*17*)	(29)	39	69	**83**	51	43	71	**147**	116	76	*54*	85	**92**	70	(29)	(*26*)	(30)

Ова таблица указује на карактеристичне односе. Види се, да и подела атмосферских талога стоји под непосредним утицајем атмосферске циркулације, јер показује изразит термичко-барски карактер, што се показало и код релативне влажности[6]). Једино континенти северне

[1]) *Изохиете* су линије, које везују места са истим месечним или годишњим количинама киша; по грчком ἴσος = једнак и ὑετός = врло јака киша.

[2]) *Richard Fritzsche, Niederschlag, Abfluss und Verdunstung auf den Landflächen der Erde.* Inaug.-Dissert. Halle a. S. 1906., 51 стр.

[3]) *Fritz v. Kerner, Eine neue Schätzung des Gesammtniederschlages auf den Meeren.* Mitteil. d. geogr. Ges. in Wien. 61. Bd. 1918., стр. 407—418.

[4]) *G. Wüst, Die Verdunstung auf dem Meere.* Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde Neue Folge A. Hf. 6. Berlin, E. S. Mittler & Sohn 1920., 95 стр.

[5]) *Dr. Georg Wüst, Verdunstung und Niederschlag auf der Erde,* l. c.

[6]) в. стр. 515.

полукугле одговарају у годишњој подели киша термичким условима, јер им се количина доста правилно смањује према већим ширинама, услед све нижих температура. Екваторијалан појас, са врло високим температурама и снажним испаравањем, прима највећу количину киша. Секундаран максимум киша јавља се на појасу од 40° до 50° геогр. шир., на коме је низак ваздушни притисак. Најмање киша има у поларним пределима најнижих годишњих температура и на субтропским ширинама са највећим ваздушним притиском. Али је субтропски минимум киша на копнима северне полукугле уочљив само у средњим вредностима Европе и Африке, где пада на 30° с. ш., а на јужној полукугли у Аустралији и Јужној Америци. Ако се упореде количине киша, које падну на истим ширинским појасевима на копно и океан, доћи се до важног закључка, да копна од 30° сев. до 30° јуж. шир. имају много више киша од океана, а океани од 40° до 80° сев. шир. и од 30° до 50° јуж. шир. више од копна. По томе тропски делови океана, са којих највише воде испари, добијају сасвим друкчији значај, јер се — бар у екваторијалном појасу — количине киша повећавају од приморја према унутрашњости копна. На умереним ширинама је, међутим, супротан случај; тамо се количине киша према централним деловима континената смањују.

Али неједнака подела копна и мора, па и облици земљине површине, знатно мењају услове ваздушних талога у разним пределима. У појасу пасатских ветрова највише кише примају источне обале континената и острва, где пасат дува са мора на копно, а много их је мање у унутрашњости и на западним обалама, где би по правилу дувао са копна на море. С тога се у тим деловима Африке јављају пустиње: на северном делу Сахара, на јужном Калахари, на западној половини Аустралије Велика Пешчана Пустиња, Џибсонова Пустиња и Велика Викторијина Пустиња, у Северној Америци пустиње око Колореда и у држави Невада, а у Јужној Америци Атакама.

Односи се на већим географским ширинама обрну, јер на њима превлађују ветрови из западног квадранта. У тим пределима примају највише атмосферских талога западне обале. Према унутрашњости се количине талога смањују и по правилу би требало, да су око источних обала пустиње. Међутим је на њима развијен систем монсунских ветрова и зато имају довољне количине киша, али не онолике као западне обале, а пустиње, или бар степе, тек су нешто дубље у копну. Познат је пример Гоби или Шамо Пустиња, у Монголији, која има више степски него изразит пустињски карактер. На осталим континентима их око источних обала нема, јер нису довољно широки, да би се могле развити.

Апсолутно сувих предела на Земљи уопште нема, него само великих простора, на којима падну минималне количине кише. Међу њих

спадају све споменуте пустиње, као и поларни предели, али су узроци незнатних киша у првим и другима различити. У поларним пределима има доста често атмосферских талога, али у незнатним количинама, због апсолутне сувоте ваздуха, која је последица врло ниских температура. Антарктички предели имају око 200 до 250 дана са атмосферским талозима и у сваком од њих просечно падају око 12 часова. Слични су услови и у арктичким пределима, али је и број дана са талозима мањи и њихово трајање краће: просечно 90 до 130 дана, са трајањем око 7 до 7·5 часова. При свем том у току године не падне више од 30 до 350 милиметара снега и кише[1]). Доста велики део талога се јавља у облику иња, снег је у зимским месецима редак, и тек по престанку зиме, кад се почну јављати барометарске депресије, пада у нешто већим количинама. Снег је често толико ситан, и толико га мало падне, да су велики простори без њега, јер га ветрови лако разносе. За по године не падне више од 30 до 55 мм. снега, али се у летњим месецима може догодити, да једног дана падне до 20 мм. снега или кише.

Сасвим су друкчији услови у пустињама. Тамо су кише ретке, али кад падну могу бити врло издашне. Број кишних дана уопште је мали, а количина кише врло променљива. Често прође по неколико година без икаквих талога, да у неколико идућих сваке године падне извесна количина кише. Тако на пр. Уади Халфа (21°54′ с. ш., 31°18′ и. д.) није од 1891 до 1900 године имала никако киша. У тих десет година било је тек 22 дана, у којима је по гдекоја кап попрскала аемљу[2]). Једино је из тог разлога могуће, да су у Тугурту (33°5′ с. ш., 6°8′ и. д.), у Западној Сахари, градски зидови од гипса и да су перуански велики храмови Инкā били покривени сламом[3]). Али, и под оваким условима издашни пљускови нису ни у Сахари сувише велика реткост. У Ајати (33°28′ с. ш., 6°0′ и. д.) је 13. априла 1897 пало 30·8 мм. кише, а идућег дана 19·2 мм., отприлике исто онолико, колико код нас падне про-

---

[1]) *Report of the Second Norwegian Arctic Expedition in the „Fram", 1898—1902.* № 4. *H. Mohn, Meteorology.* Published by the Videnskabs-Selskabet in Kristiania. Kristiania 1907, 399 стр. — *Report of the Scientific Results of the Voyage of S. Y. „Scotia" during the Years 1902, 1903, and 1904, under the Leadership of William S. Bruce.* Vol. II. Part I. *Meteorology by R. C. Mossman.* Edinburgh 1907, 304 стр. — *Expédition antarctique française 1903—1905, commandée par le Dr. Jean Charcot. Hydrographie, Physique du globe, par A. Malha et J. J. Rey.* Paris 1911., 619 стр. — *Deutsche Südpolar-Expedition 1901 bis 1903.*, l. c. — *E. Barkow, Vorläufiger Bericht über die meteorologischen Beobachtungen der deutschen Antarktischen Expedition 1911—1912.* Met. Zeitschr. 1914, стр. 120—126.

[2]) *Klimatafel von Wadi Halfa.* Met. Zeitschr. 1904., стр. 285.

[3]) *Robert De Courcy Ward, Climate Considered Especially in Relation to Man.* Second Edition. New York and London, G. P. Putnam's Sons 1918., стр. 256—257. — в. и *A. Rühl, Die Niederschlagstypen und ihre geographischen Beziehungen.* Mitteil. d. k. k. geogr. Ges. in Wien. Bd. 52. 1909, стр. 469—483.

сечно у једном месецу. Бивало је и тамо случајева, да се сува речна корита изненада препуне водом и настану преплаве, при којима је било доста знатних људских жртава[1]).

Огроман је контраст између ових предела и Индије, где годишње падне од 300 до 1100 центиметара кише, или Острвâ Тихог Океана са годишњим количинама од 150 до 1200 цм., или западног приморја Африке, на екваторијалном појасу, где падне од 100 до 1050 цм. кише. Нису одатле сувише далеко предели, где не падне ни стоти, па ни хиљадити део тих количина.

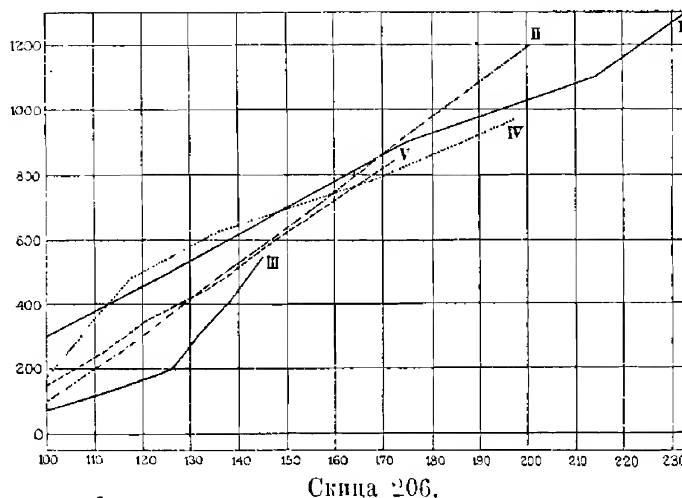
Врло велики значај за поделу ваздушних талога и количину киша има континенталан рељеф. Свако, чак и незнатно, узвишење повећава количину кише, и што је узвишење веће, пространије и компактније тим већи ће бити утицај. Свугде су хоризонталне ваздушне струје при удару на извесно узвишење приморане да пређу у асцендентно кретање, а оно је један од важних узрока за кондензацију и све даље њене последице. Због погоднијих кондензационих услова, у планинама је и честина и количина атмосферских талога по правилу већа него на подножју. Његова апсолутна висина не игра овде улогу, ма била на 100, 1000 или 2000 м. вис.; увек ће имати мало кише. Планинске *падине* су најважније за њихов постанак. У тим пределима кишу не доносе само ветрови опште атмосферске циркулације него и долински ветрови у данима летњих месеца. Они често и при ведром времену проузрукују у поподневним часовима образовање облака на вишим деловима планине, из којих се кадикад излучи обилан пљусак са непогодом, а чешће јака киша. И по изохиетским картама појединих земаља се види, како се у количинама киша на разним местима јасно огледају велике морфолошке јединке. Међутим је тешко говорити о непосредном утицају појединих планинских облика на обилност кише. Код овог чиниоца локални утицаји имају највећи значај, и више него игде ће се показати, да исти облици на разним местима имају различит ефект, па и на истом месту у разним случајевима. Ипак би се смело рећи, да су конкавни облици предели смањених, а конвексни повећаних атмосферских талога. Осим тога, по многим знацима изгледа, да су у пределима споријег издизања терена кондензацијом услови лошији него у пределима стрмијих нагиба.

Осим утицаја приморавих асцендентних струја, количина киша у планинама се повећава и тиме, што се ове издигну до нивоа чешћег стварања гушћих облака. *Маршан* је на основу петогодишњих (1895—1899) посматрања доказао, да је на падинама Пиренеја између Бањер-де-Бигора (551) и Пик ди Мидиа (2877 м.) доња површина кумулостратуса била на овим висинама:

[1]) *A. Supan, Überschwemmung in der Sahara,* Pet. Mitt. 1899., стр. 174—175. — *Dr. De C. Ward, Überschwemmungen in der Sahara.* Met. Zeitschr. 1905., стр. 327.

600 до 800 м.	у 14%	посматрања	1400 до 1600	у 7%	посматрања
800 „ 1000	„ 32	„	1600 „ 1800	„ 8	„
1000 „ 1200	„ 20	„	1800 „ 2400	„ 9	„
1200 „ 1400	„ 10	„			

и да ће киша падати тек онда, када се дебљина облака повећа до 1000 и 1500 метара[1]). То значи, да ће се количина кише повећавати бар до 1800 метара висине, а одатле вероватно почети да се смањује, јер је на већим висинама све више водене паре кондензовано; ваздух је с тога апсолутно све сувљи, а кише све слабије. Висина, до које се количине киша повећавају, биће у разним климатима и разним временима различита. Она зависи од просечног степена засићености асцендентних ваздушних струја и од температура, при којима почиње кондензација. Зими је граница максималних талога најнижа због велике релативне влажности и ниских температура, а лети највиша, јер ју сув ваздух са врло високим температурама помера на веће висине. У планинама умереног појаса највеће су количине талога на висини од 2000 до 2300 метара, у Хималајама и на индијским Гатовима на висини од 1300 до 1400 м. а у екваторијалним пределима граница је још нижа, на Јави око 1000 метара. По свему излази, да се опште правило о односу између количине талога и висина не може поставити. Ипак се свугде показује јасан, и ако неправилан, прираштај, што се види и из скице 206. У њој су на ординати унесене висине, на апсциси проценти количине киша, код којих је са 100 означена релативна годишња количина киша на најнижим станицама, а линије показују у ком се односу количине повећавају са висином у овим пределима[2]): I Шварцвалду, II Саксонској, III Белгији, IV Ческој, V немачким нижим планинама (Mittelgebirge).



Скица 206.

Али, количина кише, која на разним пределима падне, зависи у великој мери и од положаја планине према превлађујућим ветровима, нарочито ако су влажни. Тај утицај је најизразитији код приморских планина, које се пружају *усправно* на правац превлађујућег ветра, а најслабији је у планинама дубоко у копну, чији се ланци пружају *у* правцу највлажнијег ветра. Зато ће чеоне стране планина имати много чешће

[1]) *E. Marchand*, L'Écran pyrénéenne, l. c.
[2]) *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie.* I. Bd., стр. 255—256.

и обилније атмосферске талоге, јер је ветар приморан да се уз њих диже, док ће зачеоне стране бити сувље; низ њих се ветар спушта, динамички се загрева и релативна влажност ваздуха све више се смањује. На појасу сталних пасатских ветрова чеоне су стране источне планинске падине, у пределима превлађујућих ветрова са западног квадратна западне, и у оба случаја су планински системи оштра климатска граница између кишовитих и сувих предела. То се лепо види из ових примера. У Јужној Америци, у источном приморју Бразилије, пружају се веначне планине од Рио де Жанеира до Пернамбука паралелно са обалом, а нешто дубље у копну тече у истом правцу од Југа на Север река Сан Франциско. Али, док приморске станице Сан Салвадор де Бахиа и Пернамбуко имају годишње 2000 до 2350 мм. кише, у долини реке не падне више од 500 до 250 милиметара. Још оштрију климатску границу представљају Каскаде, планински ланци уз северозападну обалу Северне Америке. На приморју падне преко 2000 мм. талога, а с друге стране планине мање од 500 мм., о чему сведоче станица Порт Симпсон (54°34′ с. ш., 130°26′ з. д., 8 м.) са 263 цм. годишњих атмосферских талога и Камлупс (50°41′ с. ш., 120°29′ з. д., 364 м.) са 28 цм. Слични су, и ако не толико изразити, односи у Западној Европи, нарочито у Скандинавији и Великој Британији. Западна обала Норвешке прима просечно 115 цм. киша, источна 45 цм., док на западним деловима Скотске падне 250 до 325 цм. атмосферских талога, а на источним нешто више од четвртине, 60 до 100 цм.[1]). Само у пределима монсунских ветрова, на океанским острвима, нема чеоних и зачеоних страна ни тада, ако је правац пружања планина усправан на правац оба монсуна, јер при првом монсуну добијају једне, а при другом друге стране кише, те у току године обе приме подједнаке количине: западне обале Јапана 137, источне 130 центиметара.

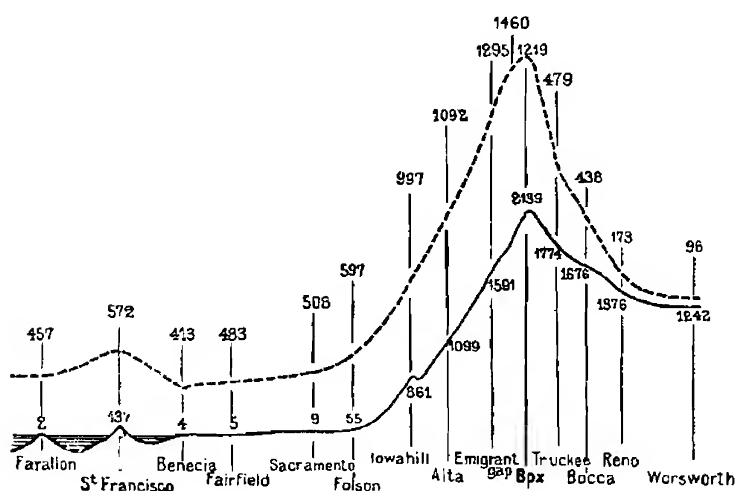
Везе између копнених облика, пружања планинских система и количине киша јасно се виде из скице 207. У њој је представљена подела киша на профилу кроз Сиера Неваду, у централној Калифорнији. Доња извучена линија показује облике земљине површине, бројеви над њом и испод ње апсолутне висине у метрима. Испрекиданом линијом је приказана подела атмосферских талога, а бројевима изнад њих су означене годишње количине у милиметрима. У скици одговара једном центиметру удаљење од 60 км., висина од 860 м. и количина талога од 700 мм. Али, док су висине мерене од морског нивоа, количине атмосферских талога су мерене од земљине површине и свакој одређеној висини је додат одговарајући број центиметара, одн. милиметара за количину талога. С тога је на десној страни скице количина кише од 96 мм. на већој висини него што су количине од 400 до 600 мм. на левој страни.

---

[1]) *Dr. Julius Hann, Handbuch der Klimatologie*, II. Bd., стр. 395; III. Bd., стр. 389, 208—210, 328—331.

Да би се видело, колико и мала узвишења утичу на годишњу количину кише, може се изнети карактеристичан пример из Панонског Басена. На Североистоку, око горњег дела Тисе, диже се терен са дилувијалним лесом и песком на доста великом простору као мала висораван — за 40 до 50 м. изнад околине — и на њему падне око 100 милиметара кише више но у околини. Околне станице Нађ Карољ, Јанк, Хајдунанаш, Балкањ и Балмаз Ујварош имају од 513 до 594 мм. талога, просечно 550 мм., док су на станицама висоравни: Мате Салка, Вашарош Намењ, Киш Варда и Њирбатор од 602 до 855, или просечно 690 мм.[1]).

Тек када се скупе сви узроци, који утичу на издашност атмосферских талога, може се добити тачнији појам о њиховој подели на континентима. Сада је јасно, зашто су најиздашније кише у оним пределима, где дуго дувају ветрови из истих праваца, где долазе са топлих океана и где их копнена узвишења спрече у кретању. То је разлог, што највеће годишње количине киша имају јужне падине Хималаја, северно од Бенгалског Залива, од 600 до 1080 цм. У Европи су најиздашније кише у Кривошијама: у Црквицама 464 цм., на Јанковом врху 420 цм., и на северозападној обали Велике Британије са 430 цм.



Скица 207. — Профил кроз Сиера Неваду са годишњим количинама атмосферских талога.

У тропским пределима може кадикад да у једном дану падне више кише него што падне на највећем делу Земље у току целе године. Тако је на станици Чера Пунџи, у Асаму, једног дана пало 1036 мм. кише, а у пет узастопних дана 2898 мм.; Недункени, на Цајлону, имао је до 807 мм., Крохамхерст, на Квинсланду, 780 мм. и т. д.[2]). У нашим су пределима највеће дневне количине киша пале на Јадранском Приморју: у Црквицама 323 мм, у Дубровнику 298 мм, на Цетињу 281 мм, на Ријеци 268 мм.

Да нема високих планина не би на Земљи пало ни близу толико киша колико у истини падне, а нарочито би у Предњој и Задњој Индији живот био мање пробитачан, јер би се температуре знатније повећале, а кише не би дале довољно воде за културу пириначних поља.

---

[1]) *Dr. Paul Vujević, Die Theiss, eine potamologische Studie.* Penck's Geographische Abhandlungen, Bd. VII. Hf. 4. Leipzig, B. G. Teubner 1906., стр. 55 и 58 и изохиетска карта.

[2]) *Dr. Jullius v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie*, стр. 366—367. 372—375.

Поремећаји у ваздуху

Правилне појаве у ваздуху, које се мењају према месту и времену, често су прекинуте изненадним поремећајима, од којих у главном зависи мања или већа промењивост „времена“. Они су у тропима доста ретки и време је прилично постојано, али су на умереним ширинама толико чести, да су доста важна и карактеристична црта климе. У зиму је нормално стање да Азију покрива велики барометарски максимум, који се преко Румуније, Алпа и Пиренејског Полуострва спаја са субтропским максимумом изнад Атланског Океана, а Северозападна Европа је у домашају депресије на Северном Атлантику. То је случај нормалне зиме у нашим пределима. Али, ако се азијатски максимум прошири преко Средње и Северне Европе, и ако се дуго одржава, настаће јака зима и цича са дуготрајном периодом мраза. Противно ће се догодити, када се барометарска депресија Северног Атлантика прошири на Југоисток и прекине везу између оба максимума, јер ћемо у том случају имати благу зиму са југозападним ветровима. — Лети су Азија и Европа, са изутетком југозападне, под ниским ваздушним притиском, а ретко под високим притиском, и то у оном случају, ако се субтропски максимум прошири на Североисток и собом донесе жегу са сушом. Ти нормални услови су нарушени појавама циклона и антициклона, које имају прогресивно кретање и већином долазе са Атлантског Океана на европско копно.

Циклоне и њихов утицај на време. — Напред су циклоне и антициклоне посматране као атмосферске творевине, које мирују на истом месту, али у својим разним деловима имају различите особине, услед разлика у правцима ветрова[1]). Међутим се из серија синоптичких карата[2]) види, да се и циклоне, као и антициклоне, не само крећу него истовремено и мењају: постају, развијају се и нестају, исто онако као и жива бића. Те творевине нису последице локалног загревања него су динамичног порекла. Циклоне постају на висинама, на границама двају неједнако загрејаних ваздушних струја са разним правцима кретања или са неједнаким брзинама. Већином је горњи ветар бржи те увлачи ваздушне честице од доле, проузрокује вртложење, које се прогресивно шири према земљиној површини и ту се појави у облику барометарске депресије[3]).

---

[1]) в. *Циклона и антициклона*, стр. 488—492.

[2]) *Синоптичке карте* служе за прогнозу времена. На њима се за већи део земљине површине сваког дана графички представи подела ваздушних притисака и температура, правци и јачине ветрова, облачност, количина и облик атмосферских талога, а са океанских станица и узбурканост мора. Назив су добиле по истовременим подацима о стању разних метеоролошких елемената; од грчког σύν = заједно и ὄψις = изглед, гледање.

[3]) *F. H. Bigelow, The Mechanism of Countercurrents of Temperatures in Ciclones and Anticyclones*, l. c.

Циклоне су најчешће елиптичног облика, велика је осовина просечно 1·8 пута већа од мале и управљена у правцу З-И до ЈЗ-СИ. Изобаре нису правилно подељене, најближе су на јужном или западном делу, ту је и градијент највећи, па и јачина ветра.

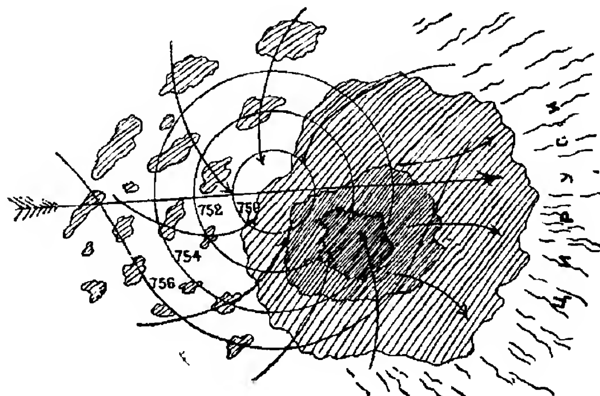
Пошто је општи правац ваздушних струја на умереном појасу управљен према Истоку, могло би се логички закључити, да ће и циклоне имати прогресивно кретање у истом правцу, од Запада на Исток. То схватање је појачано чињеницама, што су код њих најјачи ветрови на западном и југозападном сектору, најслабији на источном квадранту, осим тога, што се правци ветрова на њиховој југозападној половини од земљине површине до великих висина подударају, док се на североисточној разилазе. Последица прве чињенице ће бити, да се југозападна половина циклоне брже испуњава, због много јачих ветрова, и гони предњу страну са мањим притицањем ваздушних честица унапред, т. ј. према источном квадранту. Друга је чињеница у вези са општим кружењем ваздуха. На умереном појасу ветрови дувају од земљине површине до врло великих висина у главном са западног квадранта, а и код циклона се на југозападној половини ветрови подударају са општим атмосферским струјама, док на североисточној половини приземни ветрови дувају скоро из супротних праваца и тек на великим висинама почну прелазити у општи правац кретања, што се видело на теоретском примеру у скици 188, стр. 491. И из тог би разлога циклоне биле гоњене према Истоку.

То је у истини доказано. Оне се прогресивно крећу мање више одређеним путањама, али им брзине зависе од неколиких чинилаца. Пре свега се лети крећу много спорије него у осталим, нарочито зимским месецима. Осим тога се кроз континенте тим спорије крећу што дубље улазе у њега, али им планине умерених висина не чине велику сметњу. Напослетку се брзина прогресивног кретања смањује, ако се барометарске депресије испуњавају у тежњи успостављања равнотеже, а повећава се, ако се удубљују, т. ј. ако се притисак у средишту све више смањује. Најбрже им је средње прогресивно кретање кроз Сједињене Државе, 42 км/сат, на Атлантском Океану је 29, а кроз Западну Европу се крећу брзином од 27 км/сат.

Општи карактер барометарске депресије као целине је овакав (в. скицу 208): На њеној источној половини небо се облачи због топлијих и влажнијих ветрова са мањих географских ширина; у главном се стварају кумулостратуси и густи нимбуси, који покрију скоро цео хоризонт. Температуре су доста високе, ветрови осредње јачине и дувају са јужног квадранта, доносећи велике количине водене паре. С тога, и због асцендентних ваздушних струја, из облака падају јаке и дуготрајне кише, а у зимским месецима већином снег. Друкчији су услови на западној половини. На њој превлађују ветрови са већих географских ширина,

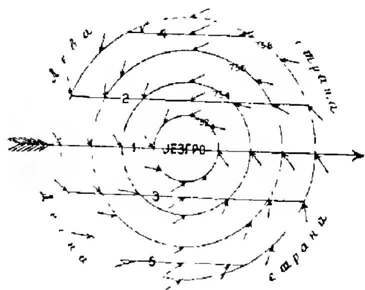
често из поларних предела, и из унутрашњости континената. Они су због зближености изобара врло јаки, доносе врло мало водене паре и уопште имају расхлађујући утицај, са изузетком летњих месеца, кад дувају са загрејаних континената. Према свему су услови за кондензацију неповољнији, облачан се покров растура, у главном се јављају кумулуси и раскидани остаци кумулостратуса, који ишчезавају. Ако има киша падају на махове и не трају дуго.

Пошто барометарске депресије имају прогресивно кретање и пошто горњи делови циклоне већином истрчавају, услед веће брзине ваздушних струја на висинама, посматрач ће прво опазити највише делове облачног покрова: развучене, влакнасте и перјасте цирусе, као предзнаке ближења циклоне. Кад се она приближи небо се кадикад за кратко време разведри, али изненада нижи и дебљи слојеви облака прекрију велики део неба, испод њих се појаве тамни кишни облаци, из којих се кондензована водена пара лучи, све док не прође језгро депресије.



Скица 208. — Теоретски изглед циклоне.

Ако средиште депресије при њеном прогресивном кретању прелази изнад посматрачевог места, догађаће се од тренутка ближења овакве промене: Прво се на небу појаве цируси, доцније и циростратуси и са ближењем барометарског минимума жива у барометру све ниже пада; облаци постају све гушћи, почне да пада слабија, па после све јача киша. Ветар стално дува са Југоистока, постепено са све јачом брзином и тек кад се средиште сасвим приближи ветар нагло ослаби и настане кратка тишина. Изненада наступи велика промена. Жива се нагло почне дизати, духне врло јак северозападан ветар, дакле из супротног правца, и захладни. Доцније ветар почне слабити, интензитет кише се смањује, облаци постепено ишчезавају, а небо се почне ведрити. Такве се промене догађају, ако се у скици 209. посматрач налази у положају 1., а језгро циклоне креће правцем велике стреле.



Скица 209.

Међутим, средишта циклоне већином пролазе северно од нас и тај је случај најважнији. Тада су временске промене овакве: На ведром небу се прво појаве цируси, ветар скрене у правац ЈИ-а, а жива у барометру се спушта. То се наставља и даље, али ветар постепено мења правац;

полако прелази у јужан, ЈЈЗ. и ЈЗ. Небо покрију циростратуси, а доцније све гушћи облаци, почне да пада слаба, али дуготрајна и зато прилично издашна киша, која престане кад језгро депресије промакне испред посматрачевог места. Кад се то догодило, доста слаб југозападан ветар изненада јако скрене на десно и почне дувати са Запада у снажним ударима. У том су тренутку талози достигли максимум; киша набрзо престане, облаци се растурују, а временски се карактер промене. У кратким се размацима ведри и облачи, из густих облака после тога пада кратка плаха киша, на махове. Температуре постепено опадају, киша је све краћа, ређа и слабија, и најпосле облака сасвим нестане. Тако се време мења ако се посматрач према језгру циклоне и правцу њеног кретања налази у положају 3. У тим се случајевима правци ветрова правилно мењају, од Истока, преко Југа на Запад.

Сасвим су друкчије промене у временском карактеру ако депресија пролази јужно од посматрачевог места. Пре свега, разлике нису онако изразите, као у прошлом случају. И овде се прво појаве цируси, па циростратуси, и ширећи се покрију цело небо. Ветар при почетку дува са Југоистока, али полагано скреће на лево, дува са Истока и Североистока, а температуре се постепено смањују. Жива у барометру пада, небо се превлачи гушћим, пепељавим облацима, испод којих се ређе образују нимбуси и ређе пада киша, а ако падне, ограничена је на релативно мали простор. Кад језгро пређе кроз посматрачев меридијан небо је још за извесно време облачно, жива у барометру се пење, ветар и даље скреће на лево: дува са С, ССЗ и СЗ, али су температуре стално испод нормале. Кад се посматрач, према језгру циклоне и правцу њеног кретања, налази у положају 2., ветрови скрећу у супротан правац од привидних кретања Сунца. По томе се може поставити правило: Правци ветрова се на екваторијалној половини барометарске депресије мењају у смислу сунчевог привидног кретања, а на поларној у супротном правцу.

Једино ако се посматрач налази око северне (4) или јужне (5) ивице циклоне временски се карактер у главном не мења. Око јужне ивице југозападан ветар постепено прелази у западан, небо се мало облачи, али неће бити јачи и дуже кише. Близу северних ивица источан ветар постепено прелази у североисточан, небо остаје ведро или се тек нешто наоблачи. То су једине промене.

У честини барометарских депресија изнад Европе показују се доста велике разлике. Најчешће су око приморских предела, а ређе на континенту. Треба истаћи велику честину њихових појава око Британских Острва, Северног Мора, норвешких и нарочито јужних шведских обала, осим тога у пределима западно и источно од Италије. Доста им је незнатна честина на прилично широком појасу, који се пружа од Пиренејског Полуострва преко Алпа у унутрашњост Русије. У планинским преде-

лима су ређе, али честе око брдовитих обала. Циклоне се најдуже могу одржати у најхладнијим месецима, а у најтоплијим најкраће.

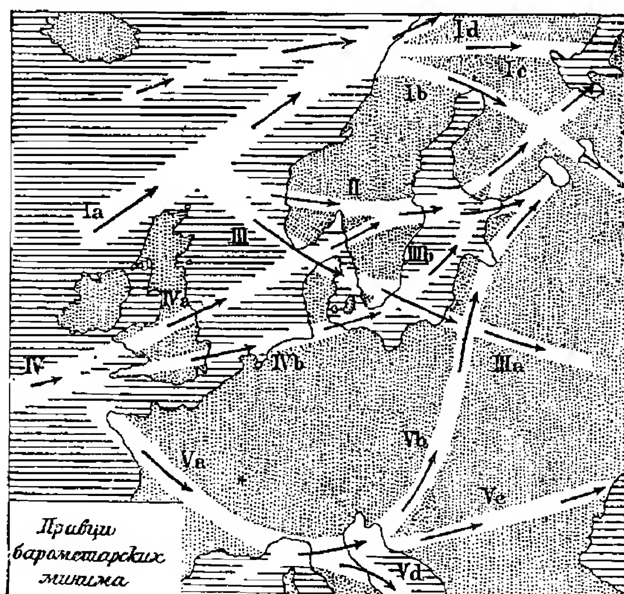
На субтропским ширинама се барометарске депресије ређе појављују; у главном за време кишног доба, кад се субтропски барометарски максимум повуче ближе екватору, а ови предели дођу под утицај превлађујућих западних ветрова. Још ређе су у тропским пределима, где се једино јављају у облику вртложастих бура.

Путање барометарских минима. — Општа тежња, да се барометарска минима на умереном појасу крећу у правцу превлађујућих ветрова, не може се увек испунити, јер се често стави на пут нарочита подела температура и ваздушних притисака, и депресија скрене из намереног правца до ССИ с једне, а до ЈЈИ с друге стране. Емпиријским путем се дошло до неколиких закона о њиховом правцу кретања. У главном је доказано, да барометарске депресије остављају пределе највишег притиска на десно, а с друге стране да се крећу од већих према мањим изотермама, скрећући око 45° на десно. То се може објаснити познатом чињеницом, да ваздушан притисак при вишим температурама спорије опада него при нижим, што је изнесено у таблици на стр. 352, и по томе је јасно, зашто се креће према мањим изотермама. Ако је, дакле, у околини барометарског минимума општа подела ваздушних притисака и температура таква, да су висок притисак и високе температуре у истом правцу, он ће се прогресивно кретати скоро усправно на правац градијената, т. ј. у правцу пружања изобара и изотерми. Али, ако се у околини циклоне максимум температуре и притиска налазе у супротним правцима и оба имају исти утицај, кретање ће бити успорено или потпуно спречено, а ако је један од утицаја јачи, циклона се при своме кретању повинује њему. При компликованој подели оба елемента, ако највише температуре и високи притисци нису ни у истом, ни у супротном положају, циклона узима правац резултанте, која више одговара утицају јачег чиниоца[1]). Али, поред ових услова, депресије у сваком случају траже онакву путању, где наилазе на најмање трење. С тога се најрадије крећу преко водених површина и великих равница, али високе планине стално избегавају.

У скици 210 уцртани су главни правци барометарских минима, код којих ширина означава њихову честину на свакој путањи. Са Атлантског Океана се крећу у овим правцима: I. северно од Шкотске према северозападној обали Норвешке до стожерника. Одатле се један огранак пружа према Југоистоку, у унутрашњост Русије (I b), други према Белом Мору (I c), а трећи на СИ, према Леденом Мору (I d). Ова је путања важна за Северозападну и Северну Европу. Временски карактер у Средњој

[1]) *J. van Bebber, Die Zugstrassen der barometrischen Minima, nach den Bahnenkarten der Deutschen Seewarte 1875—1890.* Met. Zeitschr. 1891., стр. 361—366.

Европи зависи од положаја барометарског максимума, али се у главном може рећи, да је при пролазу депресија том путањом време топло, доста ведро и са мало ваздушних талога; — II. од Фереера на Исток преко јужнијих делова Скандинавије ка Финском Заливу. Одатле се један огранак пружа на СИ, према Белом Мору, а други нешто јужније, преко Лагода Језера у Сибирију. Том путањом се циклоне најчешће крећу у хладнијим месецима и имају већи утицај на временски карактер Средње Европе, јер доносе јаче, често бурне ветрове, већу облачност и већу вероватност кише; — Правцем III. се циклоне још чешће крећу у хладнијем годишњем добу, полазећи од Шетландских Острва на Југоисток преко Скагер Рака и Категата према Средњој Русији (III a), док се један огранак од Борнхолма одваја на СИ (III b) и преко Финске пређе у путању II a. Ако се циклоне крећу овим правцем доносе Средњој Европи велику облачност и вероватност кише; — IV. до источних обала Енглеске, где се одмах рачва, један огранак се пружа преко Велса, Скагер Рака и Штокхолма ка Финској (IV a), где пређе у путању II a, а други се пружа нешто јужније, преко Лондона, Хелголанда и Борнхолма (IV b), где пређе у путању III b. Тим правцима се циклоне крећу нарочито у летњим и јесењим месецима, много ређе у пролећу и зими. При њима су чести преокрети времена, прво јака топлота, а доцније исто таква хладноћа, врло јака облачност и велика вероватност кише, а у топлим месецима честе непогоде; — V. од Бретање на Југоисток, према Ђеновском Заливу. Овде се скупљају и друга барометарска минима, са Средиземног Мора, и одатле се путања дели у три огранка: први скрене од Истре на ССИ, преко Панонског Басена и Пољске, у балтичке провинције (V b), други узима скоро источан правац преко Славоније и Румуније до Црнога Мора (V c), а трећи скрене кроз Јадранско Море на ЈИ, према Грчкој и централном делу Средиземног Мора (V d). Првим делом ове путање (V a) циклоне се најчешће крећу у хладнијем годишњем добу, а у летњим месецима врло ретко. Све оне већином скрену на Југоисток, правцем V d, нарочито у зимским месецима, док се у прелазним годишњим добима најчешће крећу правцем V b.



Скица 210.

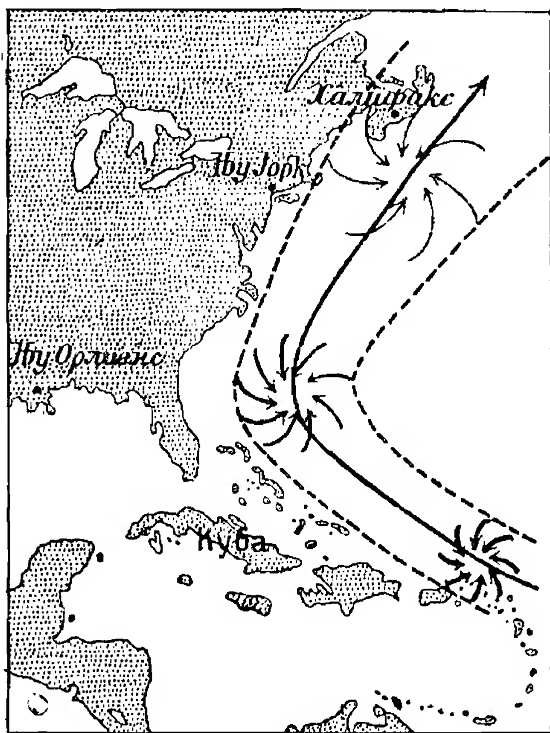
Из скице се на први поглед види, да највише барометарских минима пролази северно од наших крајева и тиме је довољно објашњено, зашто су у највећем делу наше државе најчешћи ветрови са јужном и западном компонентом. Према правцима барометарских депресија, и њиховом положају према барометарским максимима, могу се поставити најглавнији временски типови у Средњој Европи. У случајевима, кад изнад ње лежи антициклона, и кад се на Атлантском Океану, северном делу Скандинавије или источној половини Средиземног Мора налазе циклоне, владаће лепо време са слабим и прохладним ветровима. Али, ако барометарски максимум покрива Атлантски Океан и делове Западне Европе, а с друге стране Источну Русију, а минима се налазе око Јадранског и Источног Мора, несумњиво ће бити ружно време, са једноликим кишама по целим областима. У случају да се атлантски максимум још више појача, а јадранска депресија почне кретати правцем Vb, ова може постати врло опасна и изазвати у Средњој Европи локалне поплаве, нарочито у планинским пределима. Зими ће ојужити и почети опште топљење снега, ако се изразит барометарски максимум налази изнад Југозападне Европе, а изнад Северозападне депресија са великом дубином, док ће при супротној подели притисака, ако је антициклона над Североисточном Европом, а депресија изнад Средиземног Мора, наставити цича и мраз.

Вртложасте буре у тропима. — Доста заједничких црта са циклонама на умереним ширинама имају и вртложасте буре у тропима, па је првобитно Енглез *Пидингтон* именом циклона назвао ове појаве у Бенгалском Заливу. Али, између њих има и битних разлика. Пре свега, оне су врло ретке, ограничене су само на одређене делове тропских океана, око екватора их никако нема, а према већим ширинама им се честина повећава. С друге стране им је пречник уопште мали, просечно 200 до 400 км., али колеба у врло великим границама; градијенти су знатно већи, а ветрови кудикамо јачи. У нашим пределима буре настају, ако су брзине ветрова веће од 15 м/сек., док су код тропских бура мерене брзине до 54 м/сек., јер веће анемометри не могу поднети и изломе се. Напослетку правац тропских вртложастих бура је супротан од правца барометарских депресија на умереним ширинама, унапредно кретање им је спорије, 8 до 30 км. на сат, избегавају уопште копно и нису способне да пређу ни преко ниских бреговитих предела.

Тропске циклоне имају најјаче ветрове на десној страни (у смислу прогресивног кретања), на јужној полукугли на левој страни, и у оба случаја око средишних делова. Већа јачина на тој страни може се протумачити тиме, што се овде општи правац атмосферских кретања, са Истока на Запад, подудара са правцима циклоналних ветрова; брзина је с тога једнака збиру обеју снага. Супротно је понашање на њиховој левој (одн. десној) страни; ту се брзина циклоналних ветрова смањује, јер

дувају са Запада, а према њему се циклона прогресивно креће. Та страна је код морнара позната као „пловна половина“, на којој се бродом може руковати, јер су на њој правци ветрова такви, да бродове гоне према задњем делу вртлога и могу лако избећи опасност, док се десна страна зове „опасна половина“ , из разлога, што ветрови, који на њој дувају, повлаче собом бродове према средишту вртлога.

Полазећи са појаса долдрума, тропске вртложасте буре се крећу према Западу и Северозападу на северној полукугли, али у близини копнених обала почну постепено скретати на десно, према СЗ, С и СИ-у, и после дужег времена доспу у пределе умереног појаса. Крећу се, дакле, у истом правцу као цируси у тропским пределима[1]), описујући параболу, чија је темена тачка, т. ј. најзападнији положај између 15⁰ и 30⁰ геогр. ширине. Оне се на своме путу у обиму повећавају, али у снази постепено опадају, док најпосле не ишчезну. Путање им никад нису правилне, као ни код барометарских минимума умерених ширина, некад се цео циклон креће по океану, кадикад уз само приморје, ређе и по океану и приморју, а још ређе по копну. Средња путања атлантских тропских циклона, које се крећу уз приморје Северне Америке, изнесена је у скици 211. У њој је великом стрелом означен правац кретања језгра, мањим стрелама правци ветрова у вртложастој бури, а дебљином линија јачина ветрова. Најјужнији вртлог има најмањи обим, али најјаче ветрове, док се према Северу обим повећава, а јачина ветрова слаби, на шта је горе указано. При ближењу језгра барометар се почне врло нагло спуштати, да се по његовом пролазу исто тако нагло пење, и у појединим случајевима се у току од два до три часа покажу врло велике разлике у притисцима. То је последица чињенице, што су градијенти код тропских циклона често већи од 10 мм, а кадикад и 15 мм.



Скица 211. — Средњи правац оркана при источним обалама Северне Америке.

Порекло тропских циклона је у појасу долдрума. Оне се стварају у оним временима, кад се он највише удаљи од географског екватора, приближно до 10⁰ геогр. шир., што је случај у летњим месецима обеју

[1]) в. *Превлађујући ветрови на висинама*, стр. 499.

полукугала, јер само онда девијаторна снага земљине ротације може бити активна. Зато су вртложасте буре око кинеских обала најчешће од јуна до новембра, а највећа честина је у септембру и октобру, са 61%, док су у Источном Индијском Архипелагу, од 10° до 20° ј. ш. и 90° до 105° и. д., најчешће од новембра до априла, са максимумом у фебруару и марту [1]). Али не треба мислити, да се оне појаве сваке године. Некад их нема по неколико година, а гдекад се у истој години догоди више случајева.

Као узрок тропских циклона могла би се узети конвекцијона теорија, чији је услов локално топлији предео од околине, али се код ње јавља једна тешкоћа, што се тропске циклоне увек образују изнад океана и увек лети, када је копно знатно топлије и пружало би више прилике за образовање ваздушних вртлога. Та замерка би, међутим, отпала, ако се докаже, да је влажност важнија при стварању ових поремећаја атмосферске равнотеже од локално јачег загревања, које би у овом случају одговарало разлици у летњим температурама мора и копна. За ту се поставку тражи врло велики паран притисак у скоро засићеном ваздуху, што је случај само око екватора, и то би био један од вероватних разлога, зашто су вртложасте буре ограничене само на тропе. Заиста се показало, да су при адиабатским кретањима засићеног ваздуха при врло високим температурама разлике између притисака у томе вртлогу и околном ваздуху изнад земљине површине врло велике, да се са висином постепено смањују и изједначе се тек на висини око 15 км. Ту је толико лабилна равнотежа, да су услови за вртлоге врло погодни. Друга је тешкоћа при објашњењу тропских циклона, што су услови изнад огромних океанских простора врло једнолики и по томе је неразумљиво, зашто би један предео са пречником око 200 км. био погоднији за постанак вртложастих бура од других. Али би се и та незгода могла донекле отконити, ако се претпостави, да је цео тај простор у лабилној равнотежи и наклон за прелазак у циклону, и да се при врло незнатној промени општег стања поремећај локализује[2]).

Предели, на којима се вртожасте буре јављају су: 1) Источна Азија, око Филипинских Острва, Кинеског и Јапанског Мора, где су познате под именом *тајфонга* (тајфун); 2) Бенгалски Залив и Арабијско Море; 3.) Западна Индија, око Великих и Малих Антила и источних обала Северне Америке, где се зову *хёрикени* (оркани); огранци им кадикад продру

[1]) *J. v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie.* III. Aufl., стр. 612.

[2]) Mrs. *E. V. Newnham, Hurricanes and Tropical Revolving Storms.* With an Introduction *On the Birth and Death of Cyclones.* By *Napier Shaw.* Meteorol. Office, Geophysical Memoirs № 19. London 1922. VIII + 213 до 333 стр. и *Dr. Harold Jeffreys, Theories on the Origin of Tropical Cyclones.* Monthly Weather Review. Vol. 50, № 12. Washington 1922, стр. 633—634.

до Јужне Европе; 4. Јужни Индијски Океан, око Острва Маурициja; 5. Јужни Тихи Океан, око Хебридских и Самоанских Острва. У тим пределима су оркани најстраховитији. Кад продру на копно учине огромну пустош: разоре куће, искорене древета, а кадикад изазову и поплаве, не толико јаким кишама, које из њих падају, колико издизањем, одн. увлачењем површине океанских вода у асцендентан вртлог, чија се вода изнад равних копнених површина излије, ако се то догоди на граници мора и копна. Њима је нарочито становништво Антила, Маскарена, Филипина, Формозе, Тонга, Фиџи и Самоанских Острва кадикад за више година лишено благостања. На океану су опасне за бродове, нарочито једрилице, које не могу лако скренути из правца свога пловљења. Тропске вртложасте буре већином трају 12 до 24 часова, у ређим случајевима 5 дана и дуже, али им се тада нормално прогресивно кретање знатно успори.

Ваздушне трубе (пијавице). — Циклоне, вртложасте буре и ваздушне трубе појаве су исте врсте, само се разликују по величини и висини, до које допиру. И трубе су обични вртлози, који се спуштају из облака и при земљиној површини разоре све на шта наиђу. Могу се разликовати велике и мале трубе или пијавице[1]). Прве су велики вртлози са вертикалном осовином, која се у облику висећег шмрка спушта са ивице кумулонимбуса према земљиној површини. Оне се од обичних барометарских депресија разликују по величини полупречника, који је код великих труба ретко већи од 3 км, а од малих труба по узроку постанка. Мале су трубе изазване прегревањем приземног ваздушног слоја и често се појављују у врелим данима непосредно изнад земљине површине. Узвртложен стуб ваздуха је услед прашине видљив; постепено прелази у ваљкасто тело, али се у њему не јавља опазна растањеност ваздуха или кондензација.

Постанак труба је већином овакав: Доња површина извесног дела облака почиње се у левкастом облику спуштати према земљиној површини (скица 212, фаза 1). Тај облик постепено постаје све изразитији, т. ј. прелази у облик трубе или шмрка, а упоредо са његовим развијањем почне да се вртложи и ваздух изнад земљине површине и да се издиже (фаза 3). На тај се начин оба врха све више ближе један другом (фаза 4) и у једном тренутку се споје, — труба се потпуно развила (фаза 5). Облик јој може бити врло различит према склопу облака и месту постанка, али је најразвијена и најшира испод облака, а према земљиној површини постаје све тања (скица 213). Честа појава ваздушних труба на зачеоним планинским странама, искуство о изненадној промени општег правца ветра у близини трубе и неки други разлози иду у прилог

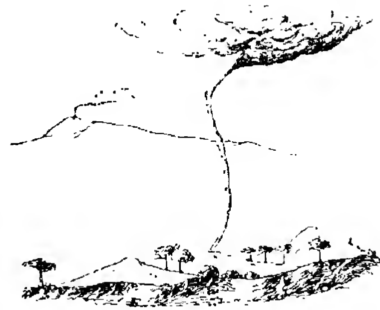


Скица 212.

[1]) *Dr. Alfred Wegener, Wind- und Wasserhosen in Europa.* „Die Wissenschaft" Bd. 60. Braunschweig, Vieweg & Sohn 1917. VI + 301 стр.

мишљењу, да најглавнији услов њиховом постанку вероватно лежи у јачим променама ветра на висинама. По томе је схватању труби сличан вртлог изазван тиме, што се издижуће масе кумулонимбуса утисну у слој ваздуха са друкчијим правцем кретања; на граници разних праваца се прво образује вртлог са хоризонталном осовином, која се после свија на доле и једностраним продужавањем ближи земљиној површини.

Максималне брзине ветра у трубама вероватно су између 50 и 100 м/сек. Регистрирањима су добијене максималне вредности од 35 до 50 м/сек, али се по величини оборених предмета може релативно сигурним поступком прорачунати њихов притисак, па посредно и брзина, која би била око 75 м сек. Брзина прогресивног кретања много је мања, код европских ваздушних труба у средњу руку 23 км/час (или 6·4 м/сек), а иначе 30 до 65 км/час, а путање релативно кратке, ретко дуже од 60 до 70 км. Најчешћа је дужина путање од 1 до 10 км., а трајање трубе од 10 до 30 минута. Максималне вредности су за дужину путање 400 км., а за трајање $3^h 20^m$. Путање су веома кривудаве, по својој прилици слабо циклоидне, и природа им је потпуно загонетна. Карактеристично је, да се доста често појаве у исто време по неколико ваздушних труба, већином по две, а у ређим случајевима и 10.



Скица 213. — Облик ваздушне трубе код Катаније, 7.-X.-1884.

Ротацијони правац код труба је различит, али је код европских циклонално кретање много чешће од антициклоналног, у односу 72 : 28. Осим тога се више од половине европских труба креће са ЗЈЗ. квадранта, а тек четвртина са праваца од Севера до Југоистока.

Кадикад је у средњим деловима трубе ваздушан притисак толико смањен, да се створи делимичан вакуум и с тога ветрови у његовој близини добију толику снагу да чупају дрвета из корена, руше зграде и униште све на што наиђу. Ипак је разорно деловање веома ограничено, јер им је средња ширина путање око 200 м., а иначе колеба од 5 до 2300 метара. Када се ваздушна труба приближује чује се потмула халаука, доцније често падне пљусак или се спусти град, али чим се језгро сасвим приближи лучење талога престане, јер их снага асцендентног кретања у томе спречи. Најјаче вртложасте буре са малим пречником су *торнедоси* Сједињених Држава, који се нарочито често јављају на низијама око Мисисипија, и то тамо, где се сучељавају северни хладнији са топлијим, јужним ветровима. При њима је број смртних случајева око 5 пута већи него код европских труба и просечно нанесу штету од 3 милиона долара годишње. На већем делу Земље ваздушне трубе су непознате, а и у нашим пределима доста ретке појаве. Последња је ва-

здушна труба прешла преко Београда крајем јула 1920 год. око 6 часова по подне и трајала је десетак минута.

Ако трубе прелазе преко океана или мора зову се пијавице. Најчешће су на топлим водама умерених и малих ширина, као стубови око неколико стотина метара дужине и до 100 метара у пречнику. Али, није сигурно, да ли су оне у истини стубови воде. Једино се може рећи, да при јачем развитку „водени шмрк“ око самог језгра повуче воду до 20 и 30 м. висине, која даље у облику најситније пене буде одвучена до облака. И оне се, као и слични облици на копну, најчешће појаве при тихом, топлом времену, које се спрема за непогоду, али и при јачим ветровима, па и великим бурама.

Слаповити ветрови као последице циклона. — У планинским пределима, приликом пролаза циклона, доста су чести ветрови нарочитих особина, који нису везани ни за поједино место, ни за годишња доба и с тога имају нарочита имена. Ипак се из дугогодишњих података види, да су најбоље развијени на местима погодне топографије, а с друге стране, да су у неким годишњим временима чешћи но у другима. Ти ветрови се јављају на зачеоним планинским странама и њихову подножју, спадају у категорију десцендентних ваздушних струја, по чему се могу назвати *слаповитим ветровима*. Главна им је карактеристика, да се при падању адиабатски, т. ј. динамички загреваiу, услед чега постају све сувљи; ова се особина често јаче истиче од прве. Да ли ће се на планинском подножју појавити као топли, индиферентни или хладни ветрови зависи у великој мери од услова на подножју чеоних страна пре но што се почну дизати, нарочито од топлотног стања и влажности ваздуха.

Особито значајан слаповит ветар на северном подножју Алпа је *фен*[1]), који дува по долинама Швајцарске, Тирола и Салцбурга и одликује се високим температурама и својом суботом. Те особине су узрок неким чудноватим појавама: бржем сазревању грожђа у јесењим месецима, честим пожарима и наглом отапању снега, по чему је добио и надимак „снегождер“. Веровање, да је сув и врео фен пореклом из Сахаре, јер заиста дува са јужног квадранта, потпуно је погрешно; он своје особине захваљује једино променама, које се догоде при његовом дизању, прелазу преко алписких превоја и била, и спуштању ка северном подножју. Осим тога, он није ограничен само на те пределе; сличних слаповитих ветрова са истим особинама, има и на јужном подножју Алпа, у Пиренејима, Вогезима, Крконошама, северозападном делу Кавказа,

[1]) *Фен* је вероватно преиначење лат. речи *favonius* = западан, одн. топли ветар, у старо-романску *favougn, favoign*, а ова је понемчена у *Föhn;* в. *R. Billwiller, Ueber verschiedene Entstehungsarten und Erscheinungsformen des Föhns.* Met. Zeitschr. 1899, стр. 204—215.

на источним странама Стеновитих Планина, где се зове *чинук*, у Јапану, Кореи, Новом Селанду и на Гренланду, чиме је независност од пустиња потпуно доказана.

Фен на северном подножју Алпа дува у свима случајевима, када се западно или северозападно од њих појави барометарска депресија, а у Источној Европи антициклона. Барометарски минимум увлачи у себе каздушне масе из долина Северних Алпа и да би се тај дефицит надокнадио, спуштају се са речних изворишта и планинских врхова друге масе ваздуха, које собом повлаче и ваздух са јужних падина, ради потпуне накнаде увученог ваздуха у вртлог. Тако се по долинама Јужних Алпа развијају системи јужних, југоисточних или југозападних ветрова, према правцу њиховог пружања. На тај се начин може објаснити, зашто је ваздух на јужним странама Алпа још неко време у миру и ако је на северном подножју почео да бесни фен.

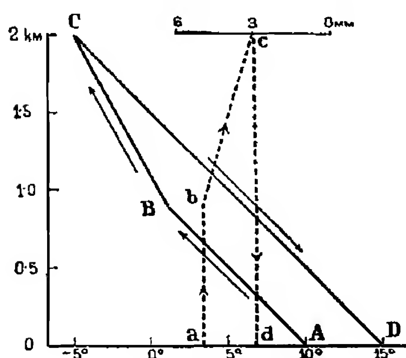
Када се на јужним деловима Алпа развију системи ветрова, они се пењањем према превојима и планинским врховима хладе, осим тога се на великим висинама додирују са снежаницима и ледницима, чиме се још јаче расхладе. Али је хлађењем уједно изазвано згушњавање и лучење једног дела кондензоване водене паре, услед чега на јужним падинама падају кише или снег, а с друге стране успорено опадање температура са висином, због ослобођене кондензационе топлоте. При дувању низ северне падине и долине ветар се адиабатски загрева и постаје тим сувљи што се даље спушта[1]). Тим чињеницама се могу објаснити све особине фенских ветрова, а у теоретском примеру им је тумачење овако:

Ако се пође од претпоставке, да ваздух на подножју чеоних планинских страна има температуру од 10°С, паран притисак 5·0 мм., т.ј. релативну влажност од 54%, и ако се са нивоа *A* почне уз падине дизати, он ће се на нивоу *B*, на релативној висини од 880 метара, расхладити до росне тачке, т. ј. до 1·2°С, јер је при тој температури максималан парни притисак 5·0 мм. (скица 214). При даљем се пењању ваздух много спорије хлади, због ослобођене кондензационе топлоте, у овом случају на сваких 100 метара висине за 0·55°. Ако је средња релативна висина планине 2000 метара температура асцендентног ветра ће опадати по линији *BC*, па ће се до нивоа *C* смањити за $[(2000-880):100] \times 0{\cdot}55 = 6{\cdot}2^0$, т. ј. спашће до —5°С, а у исто се време кондензовало 2·0 мм. водене паре,

[1]) *J. Hann, Zur Frage über den Ursprung des Föhn.* Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Meteorol. 1866., стр. 257. — *J. Hann, Der Föhn in den Österreichischen Alpen*, ibid. 1867 стр. 433 - 440. — *J. Hann, Einige Bemerkungen zur Entwickelungsgeschichte der Ansichten über den Ursprung des Föhns.* Met. Zeitschr. 1885., стр. 393—399. — *Heinz v. Ficker, Innsbrucker Föhnstudien I. Beiträge zur Dynamik des Föhns.* Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1905; math.-naturw. Kl. Bd. LXXVIII, 81 стр. са 28 скица у тексту. — исти, *Innsbrucker Föhnstudien IV. Weitere Beiträge zur Dynamik des Föhns.* ibid. Wien. 1910. Bd. LXXXV., 61 стр.

јер је при тој температури максималан парни притисак 3·0 мм (*c*). Пошто ниво *C* одговара средњој висини планине, ветар се почиње спуштати по зачеоним падинама и долинама до *D*, које је за 2000 метара ниже; при томе се загреје до 15°С, али му се релативна влажност смањи на [(3·0 × 100) : 12·8] = 23%, јер је за ту температуру (15°) максималан парни притисак 12·79 мм. Ветар је, дакле, за 5° топлији и за 31% сувљи но што је био на почетном нивоу *A*, пре почетка дизања.

Али, ако је при истој почетној температури апсолутна влажност 6·5 мм. биће релативна влажност ветра 71%, росна тачка за апсол. влажн. од 6·5 мм. 4·9° С, кондензација ће почети на релативној висини од 510 метара, и вертикалан термички градијент ће од тог тренутка бити 0·53°С, а не 0·55° као што је био раније. С тога ће температура ветра на нивоу *C* спасти на — 3°С, паран ће притисак бити 3·6 мм., а релативна влажност 100%. Са том се количином водене паре ветар спушта према нивоу *D*; док се до њега спусти температура му се повећа на 17°С, а релативна влажност спадне на 25%. По томе је ветар постао за 7° топлији и за 29% сувљи. Из упоређења првог и другог резултата излази да ће фен бити тим топлији што је ваздух влажнији, а то је важан услов за јачину његове акције.



Скица 214.

Фенских ветрова има у свима месецима, али су најчешћи и најбоље развијени у хладнијим месецима, у Северним Алпима од марта до маја и у октобру.

Међутим је било доста случајева, да су дували ветрови фенског карактера и ако није било талога на чеоним странама планине, нарочито у зимским месецима, када се у ваздушним слојевима показује општа тенденција за инверзијама и када је вертикалан термички градијент веома смањен[1]). Тада је довољно само спуштање ваздушних маса у фенске долине; оне се напуне ваздухом који се раније налазио на висини око 2000 метара, али се при спуштању адиабатски загревао са градијентом око 0·98°С за сваких 100 метара[2]).

Сасвим је друкчијих особина *бу̏ра*. Она је хладан слаповит ветар, који се са Динарских Планина спушта низ стрмо приморје према Јадранском Мору и дува на махове, у испрекиданим, страховито снажним ударима. Исто онако као фен, ни бу̏ра[3]) није локалан ветар него регијо-

[1]) в. *Годишња периода код вертикалног температурног градијента*, стр. 443.

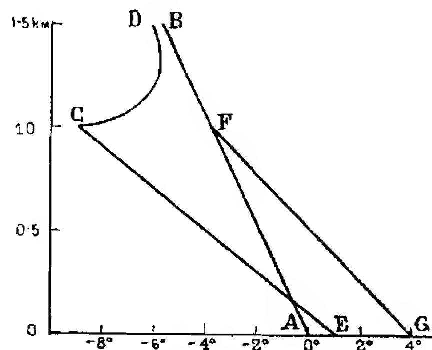
[2]) *J. Hann, Der Föhn in Bludenz*. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. LXXXV. Abt. IIa, März 1882.

[3]) *Бура* је по своме називу нешто промењено име класичног *Βορέας-а*, божанства северног ветра.

нална модификација одређеног типа општег временског карактера. Увек је изазвана великим разликама у температури и ваздушном притиску између хладне унутрашњости копна и млакога мора, било да се изнад Динарских Планина ваздушни притисак почне нагло повећавати, услед развијања антициклоне, било да се на Јадранском Мору и околини ваздушни притисак почне смањивати при ближењу барометарских депресија. Такав је распоред изобара, већ по самој природи, у зимским месецима, а појавама антициклона изнад хладног копна и циклона изнад топлијег мора разлике су знатно појачане, а барски градијент повећан. Тиме су створени услови за врло снажне слаповите ветрове, који у свима случајевима дувају са североисточног квадранта, одговарајући подели високих и нижих притисака.

Раније се видело, да приморске планине на умереном појасу имају већи термички градијент од оних, које су дубоко у копну, и да је највећа разлика у зимским месецима, када се у континенталним планинама показује тенденција за општом инверзијом, услед чега је вертикалан градијент јако смањен, док је у приморским планинама знатно повећан утицајем много топлијег мора[1]). На Јадранском Приморју је термички градијент већи од 0·8⁰ и ближи се адиабатској вредности. Та чињеница је главан узрок, што слаповит ветар може бити релативно хладан и ако се при падању загрева у адиабатском смислу. То се може доказати на теоретском примеру.

Треба поћи од претпоставке, да је цела планина са доста пространим висоравнима под снегом, и да јој је средња висина 1000 метара. Кад не би било поремећаја владали би нормални услови: ваздух би при морском нивоу имао на пр. температуру од 0⁰C, вертикалан термички градијент био би 0·38⁰ и на висини од 1000 м. температура би спала до — 3·8⁰C[2]). Тај услов температурних промена са висином одговарао би линији *AB* у скици 215. Међутим се при кратким зимским данима, са слабим интензитетом сунчевог зрачења, и дугим, ведрим ноћима снажне радијације површински слој ваздуха изнад снегом покривене планине веома јако расхлади, на пр. до — 9⁰C, и развије се изразита инверзија *CD*. Ако се око Јадранског Мора појави барометарски минимум притисак се почне нагло смањивати, барски градијент се још више повећа, а хладан и тежак ваздух са планине почне нагло да се спушта; то је почетак буре. Али се тај ветар при падању адиабатски за-



Скица 215.

¹) в. стр. 440 и 444.

²) в. *Годишњи и дневни ток температура у планинама*, стр. 452.

грева, по линији *CE*, и до морског нивоа доспе са температуром од 1°C, те би под нормалним условима имао фенски карактер. Што то није случај узрок је знатно већи термички градијент уз само приморје, који је изазван загревајућим утицајем мора. Ако се он на висини од 1000 метара не осети топлотни ће услови остати непроменути, ваздушна је температура и даље — 3·8°, али је у све нижим нивоима утицај Јадрана све већи, и на обали повећа ваздушну температуру до 4°, уместо нормалне од 0°C. На тај се начин истински термички градијент повећа на 0·78°, а у скици одговара линији *FG*, и бура доспе до јадранских обала као хладан ветар за 3° хладнији од околног ваздуха. Али то није једини услов за њену хладноћу; она може бити исто тако хладна, па и хладнија, ако је СИ. и С. ветар који дува из унутрашњости копна и преко планина под снегом сам по себи врло хладан, па се стропоштавањем низ стрме падине не може динамички толико загрејати, да се изједначи са температурама околног ваздуха у приморју [1]).

Најчешће су буре ако се барометарски минимум налази на Средиземном Мору, било југозападно или јужно од Јадранског Мора, а максимум ако је у Северозападној, Северној или Североисточној Европи. Због близине мора барски су градијенти при бури врло велики, у средњу руку око 4 мм., а у појединим случајевима и преко 8 мм. Зато је бура и много јачи ветар од фена; поједини удари при најјачој бури одговарају брзини од 50 до 60 м/сек. Кад би она дувала непромењеном јачином, брзина би се у току дана мењала од 18 до 26 м/сек., али су појединачни удари увек знатно јачи. Осим тога се јачина ветра почне смањивати чим доспе до морске пучине и бура наскоро престане, а исто је тако слабија и горе, на висоравнима. То донекле личи на односе код водопада: изнад и испод њега доста спор, нормалан ток, а на самом водопаду стропоштавање. Иначе је снага буре толика, да ломи или чупа из корена доста велика дрвета, подлегну јој чемпреси од сто и више година, односи собом крда, заошијава у ваздуху камење до 10 цм. у пречнику; људи, који се нађу на обронцима или мањим поршима полежу на земљу, да би се сачували од њене снаге. Нарочито је јака где дува кроз уске долине, што је случај под Велебитом, око Сења и Бага. Та места и њихова околина увек су нага, јер бура одатле све збрише, а то се осети чак и на суседним острвима, на североисточним странама Крка, Раба и Пага. Као код сваког слаповитог ветра и при бури се

[1]) *Dr. J. B. Lorenz, Physikalische Verhältnisse und Vertheilung der Organismen im Quarnerischen Golf.* Wien, Gerold 1863., стр. 57. и д. — *F. Seidel, Über das Klima des Karstes.* Mitteil. d. Musealvereins. Laibach 1890. — *R. v. Jedina, Die Theildepressionen des Mittelmeeres und die Borastürme Triests.* Met. Zeitschr. 1892, стр. 344—350. — *Dr. Milan Maraković, Studien über die Bora.* I. Teil, у „Zur Kunde der Balkanhalbinsel" hrsg. v. Dr. Carl Patsch. Hf. 18. Sarajevo 1913., 39 стр. са 8 таблица.

релативна влажност знатно смањи. Тако на пр. североисточан ветар, који у Љубљани има рел. влаж. од 81%, доспе до Трста много сувљи, са 55% влажности. Уопште је у Трсту релативна влажност при бури око 15% мања од средње нормалне вредности.

Буре има дуж целог Јадранског Приморја, од Истре до Арбаније, али је много ређа на оним местима, где планина није виша од 400 до 600 метара и где је од обале удаљена до 5 километара. Зато се најјаче осећа испод Велебита и око Скадра, а од Задра до Трогира је скоро без икаквог значаја.

Сличан је бури *мистрал*, северозападан, снажан, сув и хладан ветар, који се спушта са Севена, у јужној Француској, и осећа се од Ђеновског Залива до Барцелоне, али највише бесни у Лангедоку и Прованси, као и *бура* око Новоросијска, на Црном Мору, под подножјем Кавказа.

Климатски типови

Најопштија подела земљине површине на појасеве потребна је као први услов за систематско проучавање климата, али је сасвим недовољна за иоле тачнија испитивања. Утицаји неједнаке поделе копна и мора и континенталног рељефа знатно компликују климатске услове у сваком појасу, па се зато јавља потреба за даљом поделом. Велике су разлике између климе океанских острва и централних делова континената, између приморских и континенталних предела, између низија, платоа и планина, као и између чеоних и зачеоних планинских, односно континенталних страна. Све то изазива неједнакости у климатским условима.

У досадашњем излагању су приказали сви климатски елементи и њихова подела по земљиној површини, али је сваки од њих на свој начин распоређен. С тога они не дају потпуно јасан преглед о климатским типовима, код којих истовремено учествују сви елементи скупа. Најважнији су од њих температуре и атмосферски талози, а ветрови долазе само онолико у обзир, уколико на ове утичу. Код температурних односа најглавније су средње вредности најхладнијег и најтоплијег месеца, јер непосредно дају појам о величини годишњег топлотног колебања, а код атмосферских талога њихова годишња количина и подела по месецима. Споредније су значаја дневна температурна колебања, интердиурна промењљивост, број дана са температурама изнад одређених степена, апсолутна максима и минима, а код атмосферских талога интензитет и честина појединих облика.

Пошто је немогуће описати климу сваког места на Земљи обично се сва она места са приближно подједнаким климатским условима стављају у исту групу, а свака од њих представља одређен климатски тип. Али, нарочито треба упозорити да је код климатских типова врло тешко

одредити тачније границе, јер су прелази од једног у други сасвим постепени, са изузетком оних случајева, где су планински системи оштре климатске међе. Осим тога је потребно поставити што мањи број типова, јер што их је мање тим боља је прегледност. Напослетку се код климатских типова увек узимају истинске температуре, а не редуциране вредности на морски ниво. Као најопштији типови могу се сматрати: маритимна (океанска), литорална (приморска), континентална, пустињска и планинска клима. Неки се од ових типова јављају на свима појасевима, а сви само на тропском, субтропском и умереном појасу мањих геогр. ширина.

Екваторијални климати. — На релативно уском екваторијалном појасу средње су годишње температуре стално веће од 24⁰, најхладнији месец нема нижу температуру од 24⁰, најтоплији не премаши 30⁰C, те је годишње колебање врло незнатно, већином испод 5⁰. Дани су на овом појасу врели, влажни, облачни, ваздух је запаран; у главном превлађују маине или слабо ћарлијање и често падају кише. Једино када се појас долдрума одмакне према већим ширинама, у временима солстиција, и кад екваторијалан појас дође под утицај пасата, време се нешто пролепша, небо је ведрије, а ваздух свежији.

У овом појасу се могу издвојити два изразита климатска типа: кишовите или океанске климе и релативно суве или континенталне климе.

Екваторијална океанска клима има ове одлике: средња годишња температура је већа од 26⁰, колебање већином мање од 1⁰, релативна влажност већа од 80⁰/₀ и врло велика количина кише, преко 150 цм. Кише падају у свима месецима, максима су око сунчевих зениталних стања, при равнодневицама, али ни у најсувљем месецу не падне мање од 10 цм. Кише су увек издашне, а честе су и непогоде. Због стално велике влажности и запаре вегетација је и сувише бујна, нема одређену периоду одмора, него је у непрестаном развитку. Велики предели су под густим прашумама. У њима су горостасна дрвета толико разграната и њихово крупно лишће толико је густо, да сунчеви зраци не могу продрети до земљине површине. Лозе, вреже и пузавице вију се око стабала и висе са свих грана, а хладовито и влажно тле је покривено густим жбуњем, те је пролаз без крчења готово немогућ. Под таквим приликама није никакво чудо, што је труљење органске материје врло јако, распадање брзо, а здравствени услови неповољни. Ова једнолико топла и влажна клима замара, човек је тром, лењ и према свему равнодушан. Чак и Европејци, ако дуго живе у овим пределима, изгубе много од своје виталности, својих назора и идеја, и чешће се срозају на духовни ниво примитивних урођеника, уместо да њих просвете и подигну на виши степен културе.

Такав је тип климе на острвима Тихог и Индијског Океана, отприлике од 15° сев. до 10° јуж. шир.

Континенталан тип екваторијалне климе разликује се од океанског у томе, што има мање количине киша, већином испод 150 цм. годишње, што су разлике у месечним количинама веће, јер планински ланци спречавају продирање пасата у копно у оним временима када је тај појас под њиховим утицајем, што су температурна колебања већа, али мања од 6°, и што је временски тип изразитији: јача топлота, чешће непогоде и већа променљивост. На неким су местима један до два месеца релативно суви, нарочито на висоравнима Источне Африке, око Викторија Нјанса, а то се осећа и на вегетацији. О томе сведоче „љаноси" у североисточној Бразилији и на Ориноку, а у Источној Африци саване и степе. Ту се јављају неке ксерофиле биљке[1]), трновита дрвета, чије се лишће у сувим месецима осуши, гдегде рудине са шумарцима или прошаране жбуњем, а гдегде предели са травама и ниским, кржљавим грмљем. То су погоднији предели за гушћу насељеност и за већи степен културе код урођеника.

У континенталним пределима екваторијалне климе тип се знатно мења са надморским висинама. Отприлике до 1000 метара сви су месеци врели, са температуром преко 20°. То је јужно американска „tierra caliente", област најбујнијих прашума са многобројним палмама, племенитим врстама дрвета, као што су ебонос, палисандер или махагони, оне су богате продуктима биљних сокова (гума) и дрогеријским артиклима, као што је кинин. Од 1000 до 2000 метара је „tierra templada", температуре су овде умерене, сви месеци су топли од 20° до 15°С. Шума је у томе појасу ређа, грмовити папрати све више замењују палме, али иначе општи карактер вегетације остаје исти. На вишем појасу, између 2000 и 3000 метара, сви месеци имају умерене температуре, од 15° до 10°, али су за тамошње становнике хладне („tierra friea"). Годишња колебања су и на тим висинама мала, па су и шуме зимзелене, али су много ређе; многи облици вегетације нестају, дрвета су кржљавија, а тропске културне биљке (какао, кокос и др.) замењене су биљкама умерених ширина. На још већим су висинама сви месеци прохладни, температура им је испод 10°, ваздушних је талога доста мало, шуме постепено нестаје; место ње се јавља зимзелено жбуње, а на највећим висинама најнижи облици вегетације, који су гдегде толико густи да покривају велике просторе[2]).

Такав је тип климе у целом сливу Амазона, горњој Гинеји и на средњем току Конга све до изворишта Нила, осим тога у Новој Гинеји и горе споменутим областима.

---

[1]) *Ксерофиле су биљке* оне, које воле сушу и расту на сувом тлу; од грчког ξηρός = сув, не влажан и φιλεῖν = волети.

[2]) *Alfred Hettner, Die Klimate der Erde.* Geogr. Zeitschr. 1911., стр. 679.

Тропски климати. — На нешто већем удаљењу од екватора, према повратницима, годишња топлотна колебања се повећавају, али су ретко већа од 10⁰, лето је већином врелије него у екваторијалном појасу, а остали су месеци блажијих температура. Поларна граница тропских климата приближно се подудара са изотермом од 20⁰С у најхладнијем месецу. Према томе су температуре и у овим пределима стално високе и пружају све услове за нормалан биљни живот. И на тим је ширинама Сунце двапут годишње у зениту, али је размак између оба зенитална стања сувише кратак да би се нормално развила два температурна максима, у месецима око сунчевих зениталних стања, и два минимума око солстиција; него подједнако високе температуре трају по неколико месеца, са максимумом око летњег солстиција одговарајуће полукугле. Из истих се разлога не могу развити ни два изразита кишна доба него се оба слију у једно, летње кишно доба. Њему насупрот се јавља зимско сушно доба, и та је разлика, с погледом на поделу ваздушних талога, толико велика, да се огледа на целој природи. Према повратницима је суво доба све дуже, кишовито све краће, а годишње количине ваздушних талога у главном су све мање.

Код тропских климата се могу издвојити три, одн. четири самостална типа: океански или кишовити, континенталан или сушни, монсунски и планински тип.

Океански (кишовити) тип тропске климе ограничен је у главном на океанска острва и источне обале континената, нарочито на планинске падине, према којима дувају пасати. Температурно колебање је у тим пределима врло мало, испод 5⁰С, средња годишња температура већа од 20⁰, киша има у свима, али највише у хладнијим месецима, годишње су количине већином знатно веће од 100 цм. Временски карактер је врло једнолик: дневна колебања температура доста незнатна, због малих промена у топлоти океанске површине, облаци се почињу стварати дању, а пред вече постепено нестају. Пљускови су доста ретки, осим у близини долдрума или приликом ретких тропских циклона. Овај тип по свему има сличности са екваторијалним океанским типом, само се разликује по нижој температури најхладнијег месеца и већим температурним колебањем. Као и тамо, и овде превлађују зимзелене бујне прашуме. То су основне црте климе, која се јавља на Хавајским Острвима и свима острвима Тихог Океана под приближно истим геогр. ширинама, на Великим Антилима и на источним обалама Јужне Мексике, Бразилије и Мадагаскара.

Монсунски тип са обилним кишама при летњем монсуну најлепше је развијен у околини Индијског Океана. Свугде, где се у зимској и летњој половини године смењују ветрови са копна и океана, година је с погледом на кише врло оштро подељена на једно доба плаховитих киша и друго,

суваље, често потпуно суво годишње доба, које често веома дуго траје чак и на субекваторијалним земљама, ако су под утицајем монсуна. Годишња количина киша доста је велика, али се мења према положају места и надморској висини, и скоро је свугде већа од 100 центиметара годишње. При зимском монсуну је време већином лепо, при летњем кишовито, нарочито у поподневним часовима, а у прелазним добима су чести атмосферски поремећаји: буре, олује и непогоде. Температурна колебања се према већим ширинама повећавају до 10° и 12°, а исто тако од приморја према унутрашњости копна. Најтоплији месец не пада у време после летњег солстиција него је увек помакнут унапред, на јуни, мај или април, одн. на јужној полукугли на децембар или новембар, т. ј. на месец пре провале летњег монсуна, а најхладнији је после зимског солстиција са врло изразитим дневним колебањима температура. Због дуготрајног сушног доба мења се облик вегетације; често се по шумама лиснатих дрвета лишће осуши, падне и оне остану голе.

Овом типу климе припадају Сунда и Филипинска Острва са Новом Гинејом и најсевернијим деловима Аустралије, осим тога Задња и Предња Индија.

Континенталан тип тропске климе на овом појасу превлађује. И овде су најиздашније кише у летњим месецима, али не под утицајем монсуна него због врло високих температура и снажних асцендентних струја, а зима је изразито сушно доба. По равницама, које су ближе екватору, кишно доба обухвата више од половине године и само је у томе времену вегетација бујна. По низијама се шире простране саване са шеваром и травама високог раста, где где се по њима јављају мањи или већи шумарци, који у сушном добу губе своје лишће или се на други начин штите од испаравања, док су планинске падине и стеновито тле покривене жбуњем. На већем удаљењу од екватора кишно је доба све краће што је већа геогр. ширина, и вегетација се у много већој мери прилагођава условима суше; она је кржљава и изразито ксерофила. Према саставу тла превлађују тропске степе са ниским травама или са проређеним шумама, жбуњем од багрена и других драча и трњака.

Средње годишње температуре свугде су мање од 25°, колебања су прилично незнатна, већином су мања од 8°, нарочито у Средњој Америци, а ретко већа од 11°, са изузетком северног дела Африке, где се према Сахари нагло повећавају. Најизразитији и најраспрострањенији је овај тип климе у Африци, у Судану и Сенегалу, одакле постепено прелази у пустињски тип Сахаре, даље се јавља у Аустралији, као прелазан тип од монсунског према пустињском, и на централном платоу Бразилије, Мато Гросо, који је извориште неколиких великих река.

Планински тип тропске климе. Својом „умереношћу“ климе стекле су многе тропске планине и висоравни донекле нарочити значај, јер је тамо

општи закон о смањивању густине становништва са висином локално обрнут, наравно само до одређених висина. Тај климатски тип је ублажен баш због висина, јер се температуре са њима уопште смањују. На висоравнима Предње Индије дани су на висинама од 1800 до 2200 метара топли, ноћи прохладне, али су средње температуре у свима месецима благе, мењају се од 11° до 16°, а годишње количине киша нису сувише велике. На тропском појасу је клима планинских предела исто онолико пријатна као што је клима европског Медитеранског Приморја. На средњем висинском појасу, који допире до 2500 метара, огледа се и на природној и на култивисаној вегетацији потпуно тропски карактер. Промене које се догађају на вегетацији, као последици климе, најбоље се виде при вожњи перуанским железницама, било од Каљаа или Моленда, на обали Тихог Океана, преко високих превоја на 4775 и 4460 метара до долине кроз коју тече Рио де Шауша (око 3650 м.) или до Титикака Језера (3835 м.). Прво се пролази кроз огромна поља памука и шећерне трске, од 1500 до 3200 метара кроз пределе воћарства, на још већим је висинама земљиште засађено јечмом, „киноа" просом и кртолом, а даље је обрасло травама; ово је перуанска „пуна брафа". На висинама изнад 4500 метара снег се никако не топи и постепено се прелази у област снежаника[1]).

Субтропски климати. — Између тропског и оба умерена појаса настају мање више прелазни типови климе, услед мигрирања термичког екватора са привидним годишњим кретањима Сунца и свих његових последица. Ови се климати могу приближно ограничити изотермом од 8° у најхладнијем месецу. Према томе, сви континенти јужне полулопте, са изузетком јужног дела јужне Америке (од 40° геогр. шир.), немају типове умереног појаса. Годишња колебања су у субтропским пределима већа него у тропскима; на приморју су већа од 5°, али се према централним деловима континената повећавају до 25°C. Лета су врло топла, зиме прилично прохладне, са ретким мразевима. Овде су чести и велики атмосферски поремећаји, а географски чиниоци: подела копна и мора, облици копнене површине, правци планинских ланаца добијају све већи значај. С тога се на субтропском појасу јављају врло различити климати, али се он ипак може поделити на четири главна типа, ако се планине не узму у обзир: сушни или пустињски, океански или медитерански, монсунски и кишовити тип.

Кишовит тип субтропске климе. У пределима где стално дувају пасатски ветрови, са већих према мањим ширинама, небо је већином ведро, ваздух сув, а кише доста ретке, али су на источним деловима континената пасати свугде приморани да пређу у асцендентно кретање, јер

[1]) *Robert De Courcy Ward, Climate Considered Especially in Relation to Man,* стр. 267.

се уз све обале пружају планине. То су разлози, што су кише у тим пределима у свима месецима доста издашне, и што према унутрашњости копна пасати постају све сувљи, јер се највећи део водене паре кондензовао. Том типу припадају југоисточне државе Сједињених Држава, јужна Бразилија, Парагвај, Уругвај и источан део Аргентине у Јужној Америци, Њу Саут Велс у Аустралији и Северно Острво Новог Селанда. Годишња колебања температура су од 9⁰ до 18⁰С, најхладнији месец 7⁰ до 15⁰, најтоплији 20⁰ до 28⁰, а годишње количине кише се мењају од 80 до 140 цм.; само гдегде падне више од 200 цм. Саразмерна подела киша је с једне стране условљена чињеницом, што пасати дувају с океана на копно, а с друге, што се чешће појављују барометарска минима. Ти услови су повољни за вегетацију и рационално обрађивање земљишта; с тога је око источних приморја пуно шума, њива и ливада, али према унутрашњости копна све то постепено прелази у степе.

Монсунски тип субтропске климе је природан наставак тропског монсунског типа на источним обалама Азије, т. ј. у Јужној Кини, а у Предњој Индији наставак до њених најсевернијих делова. У Кини годишње количине киша са већим геогр. шир. опадају, од 200 цм. око повратника до 150 и 110 цм. око Шангаја. Највеће количине падну у неколико најтоплијих месеца, са максимумом у јуну, а у три зимска месеца 9 до 14⁰/₀ целе годишње количине. Исто се тако и температурна колебања према већим ширинама повећавају, али је карактеристично да максимум температуре падне на јули, после највеће количине киша, док је у тропским монсунским пределима помакнут на ранији месец, пре максимума киша. Још екстремнији су односи у севернијим деловима Предње Индије, где у току године падне 90 до 220 цм. кише, али у зимским месецима тек 2 до 9⁰/₀, а у јулу, августу и септембру 65 до 80⁰/₀ од годишње количине. Осим тога је најтоплији месец већином јуни, али су годишња колебања врло велика, преко 22⁰, не толико због најхладнијег месеца, чије су температуре око 10⁰ до 15⁰, колико због врло врелог лета; у јуну владају температуре од 33⁰ до 36·5⁰С. У овим су климатима вегетацијони услови много повољнији, јер се по времену највећа топлота подудара са највећом влажношћу и најиздашнијим талозима, док у пределима са зимским кишама падају у супротна времена. — У северозападној Индији се догађају овакве промене: Од априла до почетка јуна пада врло мало или ни мало кише; сув ветар са доњег тока Индуса појачава несносну жегу, јер се температуре у хладу повећају до 50⁰. Ноћи су релативно прохладне, али је само зора погодно време за иоле тежи рад. Вегетација вене, траве се спрже, а земљиште исуши и испуца. Пре влажног доба ветрови сасвим ослабе и изгледа да је топлота још јача. Тек око половине јуна почну пљуштати кише са све већим интензитетом, дрвета почну нагло да листају, траве изђикају, ливаде озелене, а остала веге-

тација се пребујно развије. При прекидима кише настаје заморна топлота и запара; она је највећа тек по престанку кишне сезоне, јер су тада високе температуре спојене са највећом влажношћу. С тога је у тим пределима септембар најнездравији месец. У октобру почну дувати северни ветрови, небо се постепено ведри, топлота ваздуха је пријатна, али при крају године ноћи захладне. Кише падају само при пролазима циклона, као и на умереним ширинама. Једини месец се пролетњим изгледом је фебруар, јер у њему почне буђење природе; доцније се температуре нагло повећавају и брзо се прелази у топло годишње доба. Слични су услови и на приморју Јужне Кине, само са том разликом, што се према унутрашњости копна температурна колебања повећавају, годишње количине киша смањују, кишно доба се скраћује, шуме постепено прелазе у саване и степе са нижим облицима вегетације.

Медитерански (океански) тип субтропске климе јавља се при западним обалама континената, као последица померања субтропских појасева високог притиска[1]). С тога је овај тип климе окарактерисан сушом, топлотом и релативном сталношћу лепог времена у летњој половини године, а облачношћу, промењивошћу времена и великим количинама киша у зими. Најлепше је овај тип развијен око европског Средиземног Мора, где заузима и највеће просторе, јер се пружа врло дубоко у копно, све до Мале Азије, Сирије и Палестине, а на уским приморским појасевима се јавља у југозападној Аустралији, око Рта Добре Наде, на средњем делу Чиле, од 30^0 до 40^0 јуж. шир., и у Калифорнији. У овим пределима се годишња температурна колебања мењају од 5^0 до 13^0, према положају места и географској ширини, а годишње количине киша од 37 до 265 цм. Око Средиземног Мора температурна колебања су већа, од 7^0 до 17^0, па се према Истоку и Југу повећавају, док су годишње количине киша мање (40 до 100 цм) и у истим се правцима смањују, као и трајање зимске кишне периоде. Лета су у овим пределима врло топла; ту јулске температуре варирају од 22^0 до 30^{0}C, а једино су непосредно уз обале Калифорније, Чиле и југозападне Африке смањене на 15^0 до 20^{0}C, услед хладне дубинске воде, као делимичне компензације за однашање површинске воде ветровима и океанским струјама.

Клима ових предела спада међу најпријатније климате на Земљи; они су довољно удаљени од екватора да би избегли несносну жегу тропског појаса, а ипак доста близу да би се очували од јаке хладноће већих ширина. По релативној правилности дневних појава могу се такмачити са већим делом тропских предела, али су због већих температурних разлика много погоднији за телесни и душевни развитак људства. Међутим је за вегетацију ова клима много неповољнија, јер летње високе

[1]) в. *Општи системи ветрова изнад земљине површине*, стр. 499.

температуре, сув ваздух и суша омогућују једино развитак ксерофилним биљкама, које су довољно заштићене од снажног испаравања.

Пустињски (сушни) тип субтропске климе. Код континенталног типа тропске климе је карактеристично да има летње кише, али да се према већим ширинама и годишње количине кише и трајање кишовитог доба смањују, а супротно је понашање код медитеранског типа субтропске климе, где кише падају у зимским месецима, и где се трајање кишне периоде и количина годишњих киша смањује према мањим ширинама и према унутрашњости копна. Пошто се са обе стране количине киша смањују, а трајање сушног доба продужује, доћи ће се негде до предела са минималним количинама кише. Тако се постепено прелази у субтропске и тропске пустиње, које се могу највећма развити у оним пределима где копно на тим географским ширинама заузима највеће површине. То је нарочито случај у Африци, а у мањој мери у Азији, и зато је врло велики део Африке претворен у пустињу. Сахара у њој заузима око 8 до 10 мил. км^2, трећину целе Африке, а пустиња Калахари око 720.000 км^2. Али је карактеристично да се пустињски појас Африке шири од Атлантског Океана преко Арабије до северозападне Индије, где престаје у пустињи Тàр, и да се продужује чак на пучину, јер на Острвима Кап Верда не падне више кише од 20 до 28 цм. годишње. Доста су велики пустињски предели у Аустралији, па и у Северној Америци. У унутрашњости тих предела су највише температуре на Земљи. Средње годишње температуре су им од 25^0 до 30^0, средње температуре најтоплијег месеца 33^0 до 37^0, са апсолутним максимима од 45^0 до 56.5^{0}C, а годишња су колебања велика од 12^0 до 25^0, гдегде и већа, али су годишње количине киша врло незнатне, у Сахари 3 до 22 цм., око Црвеног Мора 16 цм., а слично је и у другим пустињским областима. Због толико малих количина кише вегетација је врло ретка и сува, али кад најмање кише падне, она живахне. Снажним ветром, који је дању последица јаког загревања, стварају се облаци од прашине и песка, који се таложе негде далеко изван тих области, у влажнијим пределима, где се образује лес. Сви облици земљине површине носе јасан жиг двају основних климатских услова: наглих температурних промена, под чијим утицајем стене пуцају, и несташице редовних киша, чиме је спречено однашање алувијума рекама и продуката распадања. Отуда особен изглед пустињских платоа (хамада) и песковитих дуна (ерг), отуда скоро искључиво подземна циркулација вода у коритима „уада", пресушених водених токова. Једини ерозиони чинилац у овим пределима је ветар са честицама песка, које еродирају стене и глачају их.

Планински тип субтропске климе. Нигде немају планине толики значај као у тропским и субтропским пустињским пределима, јер не само да ублажују страховиту жегу свих летњих месеца него приморавају ве-

трове на асцендентно кретање и дају повод чешћој кондензацији, већим количинама киша и њиховој равномернијој подели. Најлепше се то показује у пустињама око Стеновитих Планина. За предео који се од Колореда и Сиера Неваде шири на Југ, све до мексиканске границе, могло би се узети као правило, да све оно што лежи испод 1000 метара припада правим пустињама, а полупустињама што је између 1000 и 1500 метара. Одатле на више настају све гушћи шумски предели, а на висинама од 2000 до 2400 м. појаве се величанствене прашуме са црницом, масном земљом и многим изворима. Тек на висинама преко 3500 метара шума се разређује, поједини облици вегетације нестају, услед непрестаног снижавања температура. Да у овој области нема већих висина од 1000 метара била би огроман пустињски комплекс, који би имао већу површину од половине Европе[1]). И за ове је пределе карактеристично да се густина становништва са висином повећава, да тек на великим висинама има услова за гајење жита̂ и других пољопривредних продуката, па и за већу културу.

Климати умерених појасева. — У климатском погледу се умерени појасеви могу тим именом назвати само с тога, што им средње температуре и физиолошки утицаји одржавају средину између тропског појаса и поларних предела. Једна од њихових главних одлика је промењивост времена. Периодске, т. ј. правилне промене превлађују у добу летњих високих температура, нарочито на копну, и за време антициклона, са високим барометарским стањима и ведрим небом, а апериодске су чешће у хладним месецима, када је због сунчевог ниског положаја периодски утицај смањен, и када се нарочито често јављају барометарске депресије.

Према тропима су границе ових појасева одређене изотермом 8^0 у најхладнијем месецу, а према поларној клими изотермом 10^0 у најтоплијем месецу, која се приближно подудара са поларним границама дрвета. У тим границама средње годишње температуре имају већу разлику од 40^0, ту има предела, где је средња температура најхладнијег месеца -50^0 и других где је у најтоплијем месецу 35^0, где годишње амплитуде колебају од $7{\cdot}5^0$ до 66^0, а апсолутна минима и максима од -70^0 до 50^0C. Нигде нема толико великих разлика у температурама као на умереним ширинама. Али се ипак показују правилности: средње годишње температуре у главном опадају од мањих према већим ширинама и од океана према централним деловима континената, а у истим се правцима смањују годишње количине киша, док се температурна колебања повећавају.

При свим тим великим разликама сви климати изван тропског и субтропског појаса имају две значајне заједничке особине, које се од

[1]) *O. Loew, Die Wüsten Nord-Amerika's.* Mitth. d. Ver. f. Erdkunde. Leipzig 1876, стр. 3—13.

тропских битно разликују. Прво, што је година подељена на четири изразита и јасно одељена годишња доба, одсудна чињеница за целу природу, а нарочито за биљни живот и све појаве које од њега зависе. Друго, што је већина атмосферских талога циклоналног, односно динамичног порекла, док су у тропима већином термичке природе. Напослетку је на умереним појасевима температура најтоплијег месеца најмеродавнија за биљни живот и врсту пољске привреде, а у тропима је обратно.

Према свему што је речено излази, да на умереним појасевима има врло разних климатских типова, ма да се могу учинити извесна ограничења и поставити четири најопштија типа: тип западног приморја, источног приморја и континенталан тип, а на јужној полукугли патагонски тип умерене климе.

Патагонски тип. Део Јужне Америке који припада умереном појасу толико је узан, да не би могао имати потпуно једнолик карактер кад се уз његове западне обале не би пружали Анди, услед којих се јављају извесне разлике, нарочито с погледом на годишње количине киша, које се од Запада на Исток веома нагло смањују, од 250 на 35 цм. Осим тога су на западним обалама средње годишње температуре за 1° до 5° ниже него на истим упоредницама источних обала, али су на овима годишња колебања већа, од 6° до 14°, према 5° до 10°C колика су на станицама западног приморја.

Изнад океана јужног умереног појаса узастопне апериодске промене у временском карактеру су скоро исто онолико правилне, колико су у пределима пасата периодске. С дана на дан дувају бурни ветрови са западног квадранта, температуре су ниске, средња дневна колебања незнатна, услед термичке неосетљивости океана, а апериодска колебања температура много више зависе од промена у правцу ветра него периодска од сунчевих висина. Зими је промењивост времена велика због честих појава циклона; при њима северни ветрови доносе топлоту, облачност и кише, а јужни хладноћу и ведро време. Разлике између зиме и лета више се осећају у слабљењу апериодских промена него у доста изразитом повећавању температура.

Главне црте ове климе су превлађујући бурни ветрови, ниске температуре, честа облачност и кише. Она је оштра, сурова, не с тога, што су зиме сувише хладне, јер у тим пределима нема никад онолике хладноће као у унутрашњости континената северног умереног појаса, него што су им лета тек нешто топлија од зиме. Најтоплији летњи месеци немају веће температуре од 5° до 12° и снег је доста чест у јануару и фебруару, када би требало да падају само кише. Суровост ове климе види се и у томе, што се са Острва Јужне Георгије, на 54° јуж. шир., спуштају у океан ледници, док су на истим ширинама Енглеске средње годишње температуре 8·5° до 10°, а најхладнијег месеца 3° до 5·5° C.

Сасвим су друкчији услови на северном умереном појасу, где копна заузимају много веће површине и где се, услед тога, јављају много веће разлике у климатима.

Климатски тип западних приморја. Западна приморја северног умереног појаса нарочито су карактеристична по незнатним колебањима температура, благим зимама и летима, великом кишовитошћу у свима годишњим добима, са максимумом у хладнијим месецима. Ваздух је већином влажан, а небо облачно, нарочито за време зиме. Ублаженост топлотних екстрема на западној обали Европе, донекле и Северне Америке, толико је велика, да се у томе погледу изједначује са већим делом тропског појаса. Осим тога, где приморје не граничи са веначним планинама меридијоналног пружања, овај климатски тип превлађује и дубље у копну, али се постепено губи и прелази у тип континенталне климе: температурне разлике се повећавају, подела атмосферских талога по појединим месецима постаје равномернија, да би се још дубље у копну појавила тенденција за максимумом у топлим месецима. Због незнатних температурних колебања и кишâ у свима годишњим добима вегетација је у овим пределима бујна; велики простори су покривени шумама, воћњацима, ливадама и разним врстама жита. На француским западним обалама успевају многе врсте субтропских биљака, а ловора има чак на приморју Ирске. На норвешким обалама још има вишања, јабука, шљива до 65^0 сев. шир., довде допиру и разне врсте жита, а јечма има и до 70^0 сев. шир. У заклону од ветрова воћке доносе и плодове.

По пространству западних приморја могу се разликовати неколико споредних типова. На јужнијим су деловима зимске и летње температуре нешто више него на севернијим, али су на француским обалама колебања већа но што су на енглеским и ирским, 11^0 до 12·5^0 према 6·5^0 до 11^{0}C, јер не стоје под непосредним утицајем топле Голфске струје као западно британско приморје. Осим тога, цела Велика Британија има највише киша у јесењим и зимским месецима, са изузетком источних делова Скотске, док је то у Француској случај само на Северозападу. У целом осталом делу највише кише пада у јесењим, а затим у пролетњим месецима.

Климатски тип источних приморја је у многим погледима друкчији од прошлог и има више сличности са типом континенталне климе. Годишња колебања температура врло су велика, и ако мања но у централним копненим пределима. Главан узрок томе су врло ниске зимске температуре, јер у тим месецима источна приморја имају хладне ветрове са Северозапада, дакле са врло расхлађеног копна и са већих географских ширина, док су летње температуре нешто ниже него на истим ширинама западног приморја, у главном због хладних океанских струја, које теку уз источне обале Азије и Северне Америке. Тамо се на шир.

од 40° до 60° температуре најхладнијег месеца мењају од —2° до —24°, најтоплијег од 23° до 13°, а годишња колебања од 24° до 40°C, у очитој супротности са много блажијим условима око западних обала. Исто се тако показују доста велике разлике у подели и количини киша. Азијатске источне обале имају доста мале количине киша, од 50 до 95 цм., са максимумом у летњим месецима, од маја до септембра, у којима падне преко 60% годишње количине, јер су и оне под утицајем монсунских ветрова. У Северној Америци имају источне обале до 47° сев. шир. веће количине киша од западних, а на већим ширинама знатно мање, али су толико саразмерно подељене да разлике у екстремним месецима нису веће од 4%. И овде су погодни услови за шуме и гајење жита, а на мањим ширинама, са много већим количинама киша и топлим летњим месецима, за пиринач, памук и др.

Према унутрашњости се температурна колебања повећавају, годишње количине киша смањују, ако се не покаже утицај планина, лета постају све топлија, а зиме хладније, и постепено се прелази у континенталну климу.

Континентални климатски тип одликује се оштрим разликама између лета и зиме, великим температурним колебањима, доста малим количинама атмосферских талога, са максимумом у топлијим месецима, и великом променљивошћу времена, услед доста честих пролаза циклона. Што се ближе иде централним деловима континената климатски су услови неповољнији, јер се годишње количине кише све више смањују, вегетације нестаје и долази се у потпуно степске, полупустињске пределе, са номадским становништвом. Осим тога се јављају знатне разлике и у меридијоналном правцу, јер због велике ширине умереног појаса он граничи са врло различитим климатским типовима. Из тога разлога јужнији предели континенталне климе имају у летњим месецима врло високе температуре, скоро исте као што су у пределима континенталне климе на субтропским и тропским ширинама. У Перзији је средња јулска температура на висини од 1100 метара 29·5°, у Туркестану на висинама од 50 до 1300 метара 32·5° до 25·5°, али су зиме врло хладне; у Перзији је на истој висини температура најхладнијега месеца око 1°, а у Туркестану од 0° до —12°. По томе су и колебања врло велика, од 25° до 38°C. У тим степским пределима кише ретко падају, већином кад се обилан пљусак излије у оближњим планинама или при пролазима локалних циклона. Северни предели овог климатског типа имају топла лета: у Западној и Источној Сибирији, од 55° до 65° сев. шир., јулске су температуре 15·5° до 19·5°, за 10° до 13° ниже од оних у јужним пределима, док су зиме много хладније; јануарске температуре се на истом ширинском појасу мењају од —19·5° до —44°, а годишња колебања од 34° до 62°C. У тим пределима, где је тле у извесним дубинама чак и у најтоплијем месецу

замрзнуто, дрвета не могу пуштати дубоко жиле, увек су кржљава или их уопште нема, а жита расту само на оним местима, где се површина тла у летњим месецима одмрзне.

При толико великим разликама у климатским условима континенталног типа потребно је да се раздели на главне споредне типове[1]). Први би од њих био тип прохладних лета, са кишама у свима годишњим добима, које довољно наквасе тле да вегетација може потпуно успевати; с тога се јављају шуме и повољни услови за обрађивање земљишта. Ту се могу разликовати предели *умерене континенталне климе*, са годишњим колебањима температура од 15⁰ до 30⁰, умерено топлим летима и умерено хладним зимама, умереним количинама киша, од 50 до 100 цм., и предели *екстремне климе*. Првом типу припада Европа до средњих делова Русије, са изузетком западног приморја и јужних делова Средње Европе. Овде би предели, који су западније од 10⁰ ист. дуж., представљали прелазан тип од климе западног приморја ка умереној континенталној клими, јер су годишње амплитуде мање од 20⁰, јануарске температуре најчешће веће од 0⁰, а у ретким случајевима спадну до —2⁰. Умереној континенталној клими припадају и делови Камчатке, северног Јапана, затим Лабрадор, Њу Фаудланд и Нова Скотиа, и ако су на источним приморјима и јануарске температуре им гдегде спадну до —20⁰. По годишњим количинама киша, годишњим колебањима температура и прохладним летима припадају овом климатском типу тим више, што на Лабрадору има њива са јечмом и зоби, јелових шума, а после јеле су најчешћа дрвета тис и брез[2]). У пределима *екстремне континенталне климе* зиме су веома оштре, лета тек нешто хладнија него у умереној клими, а последице тога су годишња колебања од 30⁰ до 65⁰ С. У северним државама Сједињених Држава количине киша су доста велике, 45 до 90 цм., док су у Азији и Канади знатно мање, од 30 до 55 цм. годишње, али ипак довољне за растење шума. Таква је клима у Источној Русији, највећем делу Сибирије, у централним деловима Канаде и Сједињених Држава (Дакōта, Минесōта, Висконсин, Ајова и Небраска).

Други споредан тип би имали предели топлих лета, али са разним количинама и различитом поделом киша. *Климу топлих лета са кишом у свима годишњим добима* имају јужни делови Средње Европе, а карактеристичан тип је клима на горњем и средњем току Дунава. Ту падне годишње око 50 до 75 цм. атмосферских талога, максима су у пролећу или лету, а ређе у коме јесењем месецу, летње температуре су доста високе, 16⁰ до 24⁰С, јануарске већином испод 0⁰, ретко где ниже од —4⁰,

[1]) Најпогоднија изгледа Филипсонова подела, јер су у њој обухваћене веће области и сваки споредан тип има јасну ознаку; в. *Dr. Alfred Philippson, Grundzüge der Allgemeinen Geographie.* I. Band., стр. 226—229.

[2]) *Wilfred T. Grenfell, Labrador.* The Geogr. Journ. Vol. XXXVII. 1911., стр. 410—413.

годишња колебања су доста умерена, од 18⁰ до 25⁰, а средње годишње температуре се према географском положају мењају од 7⁰ до 12⁰С. Ово је област интензивног обрађивања земље, врло пространих комплекса шума и ливада. Много већа климатска област има *топла лета са мало атмосферских талога*, који највећим делом падну у раном лету, од маја до јула, а за време зиме тек 15 до 20⁰/₀. Тај тип имају сви предели око северних обала Црног Мора и Касписког Језера: јужна и југоисточна Русија са Добруџом, југозападна Сибирија, а у Северној Америци западни делови Сједињених Држава, источно од Каскада и Сиера Неваде: Ајдао, Јута, Монтана, Вајоминг, Невада. У свима тим пределима не падне више од 50 цм. атмосферских талога, већином мање, а у најсушнијим пределима 20 до 15 цм. годишње. Лета су исто онолико топла као у првој области, али су јануарске температуре знатно ниже (од 0⁰ до −10⁰), па су с тога и годишња колебања повећана на 22⁰ до 35⁰. Средње годишње температуре се мењају од 7·5⁰ до 14·5⁰С. Према топлотним условима вегетација би могла бити исто онолико бујна и многолика као у првој области, али су због смањених количина киша услови за шуме неповољнији, а погодни су за успевање житā, нарочито у европским и азијатским пределима, где падне више од 40 цм. талога. У Северној Америци, нарочито у државама Ајдао, Невада и Јута, где највеће количине атмосферских талога падну од децембра до маја, и где су јануарске температуре испод 0⁰, долазе у обзир само оне количине киша које падну у априлу и мају, а те су недовољне за успевање усева и развитак виших облика вегетације. Из тих су разлога ово предели пространих степа и прерија.

Трећи споредан тип би имали суви предели, т. ј. они, у којима већином падне мање од 40 цм. атмосферских талога, али са различитим температурама летњих месеца. С тога се могу оделити јужније од севернијих области. *Климу врелих лета са летњим кишама* у мањој количини од 20 цм. имају Туркестан, Иран, цела Монголија, а у Северној Америци јужни делови прерија. Околина Аралског Језера, међутим, има пролетње кише, али у тим месецима не падне више од 7 цм. Број кишних дана уопште је незнатан: годишње око 25 дана, а половина од тог броја отпада на шест топлих месеца. У томе времену кише могу непрестано падати по 2 до 3 дана и зато су ови полупустињски предели местимице обрасли травом, која се на брзо по престанку кише сасуши. У Монголији су на висини од 1150 до 1640 метара јулске температуре више од 17⁰, јануарске ниже од −25⁰, а годишње колебање веће од 40⁰ С. Али је карактеристично, да је у Лукчуну (42⁰41′ с. ш., 89⁰58′ и. д.), између Источног Туркестана и Монголије, у великој депресији најконтиненталнијег дела Азије која се спушта до 30 м. испод морског нивоа, јулска

температура 32·5⁰, јануарска —10·5⁰, а годишње колебање 43⁰С.[1]) *Климу топлих и млаких лета са изразитим летњим кишама* у мањој количини од 20 цм. имају Западна Сибирија од 50⁰ до 60⁰ сев. шир. и југозападан део Канаде, источно од Стеновитих Планина. Јулске температуре на висинама до 200 метара колебају од 18·5⁰ до 22⁰, јануарске од —17⁰ до —24⁰, а годишње амплутуде су веће од 38⁰ С. Годишње количине киша свугде су мање од 50 цм., просечно 35 цм., и преко 70% падне од маја до октобра, т. ј. у месецима са већим температурама од 0⁰. По климатским условима и тамо превлађују степе и прерије.

Поларни климати. — Основна климатска црта поларних предела су стално ниске температуре, при свем том што интензитет инсолације подлежи у току године доста великим променама. И ако су најниже зимске температуре на субполарним ширинама, око стожерника, најниже годишње температуре су у циркумполарној области. За време дуготрајне поларне ноћи температуре спадну веома дубоко испод ледне тачке, а за време поларног дана доста су високо изнад средње годишње вредности, али ниједно годишње доба није топло. Температура најтоплијег месеца најчешће је мања од 15⁰, са изузетком најсевернијих делова великих континената, Еуразије и Северне Америке, где на некојим местима јули има вишу температуру од 10⁰ С. Најчешћи је атмосферски талог снег, а у топлијим месецима пада и киша. Врсте флоре и фауне на копну врло су ограничене, али је у поларним морима доста развијен анималан живот.

Количина атмосферских талога се већином прецењује, можда зато што су ти предели у највећем делу године под снегом и ледом. У истини је на тим ширинама мало атмосферских талога, због врло ниских температура, што је већ раније споменуто[2]).

Периоде бурног времена, непрекинуте периодским дневним променама, дају карактеристично обележје поларним климатима. Ветрови су у тим областима променљиви, у арктичким пределима у главном зависе од поделе копна и мора, док у антарктичким превлађују источни и југоисточни ветрови. Периоде тихог времена у летњим месецима одликују се релативном топлотом, али је при њима за време зиме највећа хладноћа. Апсолутна влажност је, наравно, врло мала, јер при веома ниским температурама не може бити велика, а релативна влажност подлежи великим променама и има практичан значај: при великој релативној влажности повећава се осећај хладноће и ниске температуре се тешко подносе, док се при сувом ваздуху, са малом релативном влажношћу, и температуре испод —40⁰ доста лако подносе.

---

[1]) *A. Woeikow, Klima von Luktschun, Zentralasien.* Met. Zeitschr. 1900., стр. 193—202. — *Dr. Julius Hann. Handbuch der Klimatologie.* III. Band., стр. 311—320.

[2]) в. стр. 544.

Типови поларних климата су ови: клима тундри, вечитог мраза, арктика, океанска антарктичка и океанска субантарктичка клима. *Климу тундри* имају најсевернији делови северних континената, јужна обала Гренланда, северни део Исланда, јужни делови Шпицбергена и Новаја Земље. Средња температура најтоплијег месеца је 3° до 10°С, бар шест месеци су температуре ниже од 0°, средња годишња температура је испод 2°, а годишња колебања испод 30° С. Земља је у већем делу године замрзнута, а у топлијим месецима, кад се одмрзне, велике баровите пределе покрије ниска вегетација, међу којом превлађују маховине и лишајеви. То су „тундре" арктичких делова Сибирије или „barren lands" (наге земље) Канаде. У томе кратком летњем добу вегетација под топлим Сунцем нагло оживи, дивно цвеће и зелено лишће кржљавих купина, инзекти и птице дају целој природи нарочиту драж. Главна домаћа животиња је ирвас, који се потпуно прилагодио географској средини. За њега је довољно оно мало хране, коју му пружа околина, и лако издржава врло велику хладноћу. У *арктичком типу климе* најтоплији месец има нижу средњу температуру од 5°, а већу од 0°С. Средња годишња температура увек је испод —2°, већином испод —7°, а годишња колебања су од 25° до 35°С. Највише атмосферских талога падне у летњим и јесењим месецима, али је годишња количина већином мања од 20 цм. Ту још има нешто кржљаве вегетације и малог броја копнених сисара. Такву климу има цела остала арктичка област, са изузетком висоравни Гренланда. *Климу вечитог мраза* имају они предели, у којима су сви месеци хладнији од 0°, средње годишње температуре испод —5°, годишња колебања већа од 20°, а мања од 30° С. То вреди за антарктичко копно и за висораван Гренланда, али изгледа, да су на овој температурна колебања знатно већа, можда 40°. У тим је климатима због стално ниских температура цела земљина површина покривена ледом; нема никакве вегетације. — Највећи део Антарктичког Океана и део западног Антарктика, а на северној полукугли Јан Мајен и мањи арктички предели, имају блажију климу: најтоплији месец има вишу температуру од 0°, а температура најхладнијег је изнад —20°, гдегде и изнад —15°С. То је *тип антарктичке океанске климе.* Још повољнији су услови код типа *субантарктичке океанске климе,* којој припадају разбацане групе острва по јужним океанима, северније од Антарктика: Кергелен, Јужна Георгија, Херд, Крозет. Зимске су температуре врло благе, у средњој вредности око 0°, а лета прохладна, од 5° до 7°С., годишње количине киша велике, погодни услови за добро успевање трава, које воле влажну и прохладну климу.

У целој антарктичкој области нема ниједног сталног насеља. И оно мало разбацаних острва по огромној океанској површини јужног умереног појаса такође је ненасељено, осим повремених насеља бродоломника или рибара, који лове китове.

Периодске промене климата на Земљи

Чешће се у литератури писало, како се клима појединих области у одређеном смислу мења, т. ј. да се јављају *прогресивне* климатске промене. Нарочито је много новијих података о постепеном исушивању неких предела у централној Азији и Африци: Стефанијино Језеро се исушило, Нгами Језера је нестало, а Језеро Чад све више и више пресушује. Али се већина ових критичких напомена о исушивању своди на повремена колебања климатских средњих вредности. Све то су само *периодске, цикличке* промене климе, краћег или дужег трајања, што је утврђено свима новијим испитивањима на основу историјских података, од Старога Века до данас. Јасно се показало, да се за последњих 20 и више столећа прогресивне промене нису догађале, и да су средње климатске прилике у тима разним пределима биле и онда скоро исте као што су сада[1]). Чињеница, да климатски елементи подлеже колебањима, држећи се неколико година изнад и испод средњих вредности, изазвала је многобројна испитивања о самом трајању периодâ, величини одступања од средњих вредности и напослетку о узроцима цикличких промена.

Сви су се сложили у томе, да је код краћих периода крајњи узрок тим колебањима Сунце, јер оно активно утиче на топлотне услове земљине површине, а по томе и на све климатске појаве. Али, из разлога, што се краће периоде преплићу са дужима, ретко се кад у њиховим графичким приказима показују правилни облици, јер краће периоде у великој мери ремете правилан развитак дужих, а дуже донекле сметају нормалном развитку краћих.

11-огодишња периода. — Раније се видело да постоје непосредне везе између честине, одн. релативног броја сунчаних пега, са периодом око 11·57 година, и одговарајућих колебања код елемената земљине магнетичности и броја поларних светлости[2]). То исто се види и код појединих климатских елемената.

Кепен је изнео најглавније податке о температурним варијацијама на свима континентима од 1811 до 1910 године, по своме ранијем раду и двема доцнијим расправама *Хамфри*а и *Милке*а, и у сагласности са ранијим испитивањима закључио, да се веће температуре од нормалних вредности јављају при минимуму релативног броја пега и обратно. Подударање је најправилније и најизразитије у тропима; тамо је средње колебање од најтоплијих година, у близини минималног броја пега, до

---

[1]) *Dr. Hermann Leiter, Die Frage der Klimaänderung während geschichtlicher Zeit in Nordafrika.* Abhandl. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien. VIII. Bd., 1909, № 1. Wien 1909, R. Lechner (Wilh. Müller). 143 стр. са 5 скица и 1 картом.

[2]) в. поглавље *Једанаестогодишња периода*, стр. 314—315 и *Сунчев и месечев утицај на честину поларних светлости*, стр. 344—345.

најхладнијих, близу максималног броја, око 0·5⁰C. Колебање се према већим ширинама смањује и јавља се тенденција за секундарним максимумом у средини ове периоде. По *Кепену* су на континентима као целини односи оваки[1]):

минима сунч. пега год.			1843·5	56·0	67·2	79·0	90·0	1901·7
максима температура	1822	33	43	56	67	78	89	1900
одступање од ср. вред.	+ 0·2⁰	+ 0·6⁰	0·0⁰	0·0⁰	+ 0·1⁰	+0·6⁰	+ 0·1⁰	+ 0·4⁰

максима сунч. пега год.				1848·1	60·1	70·6	84·0	94·0
минима температура	1816	30	37	50	62	71	84	93
одступање од ср. вредн.	—0 7⁰	—0·2⁰	—0·6⁰	—0·2⁰	-0·3⁰	—0·1⁰	—0·2⁰	- 0·4⁰

Средње колебање између најтоплије и најхладније године је око 0·55⁰, а по изравнатим вредностима 0·36⁰.

Много је теже утврдити везе између честине сунчаних пега и киша, јер су врло компликоване природе и на разним географским ширинама се неједнако појављују. Ипак је *Хелман* при испитивању колебања годишњих количина киша у Европи дошао до општих закључака: 1. да за разне делове Европе не постоји иста веза између годишњих количниа киша и релативног броја сунчаних пега; 2. да се код већег броја станица јављају у току једне 11-огодишње периоде два максимума киша, у размаку од 5 до 6 година; 3. да су при најмањем релативном броју сунчаних пега на највећем броју станица највеће количине кише; 4. да су колебања количине кише у 11-огодишњој периоди сунчаних пега толико мала и несигурна, да за праксу немају никакав значај[2]).

Трајање, одн. дужина ове периоде се мења, а промене су систематске природе. Нормална је периода 11 година, са фазама које су подложне наизменичном убрзавању и успоравању за време циклуса од 36 година, јер се минима у овој периоди појаве накратко после минимâ у трајању 11-огодишње периоде релативног броја сунчаних пега.

7-огодишња периода. Постоји и краћа варијација, која повремено ремети 11-огодишњу периоду. Наиме, неколико испитивача је обратило пажњу на чињеницу, да се код разних метеоролошких елемената показује периода од 7 или 8 година. Тако је *Бигило*[3]) у своме извештају о секуларним варијацијама ваздушног притиска на станицама Сједињених Држава указао, да су минима била 1878, 1884—85 и 1893, а максима 1874—75, 1882—83, 1890 и 1896—97, што би одговарало про-

[1]) *W. Köppen, Lufttemperaturen, Sonnenflecken und Vulkanausbrüche.* Met. Zeitschr. 1914., стр. 305—328, са 5 скица и 1 картом.

[2]) *G. Hellmann, Untersuchungen über die Schwankungen der Niederschläge.* Veröffentl. d. Kgl. Preuss. Meteorol. Inst. Abhandl. Bd. III. № 1. Berlin 1909. Behrend & Co., 81 стр. + 28 стр. таблица.

[3]) Report of the Chief of the Weather Bureau 1900—1901, Vol. II. Washington 1901

сечном трајању од 7·5 година, а *Маурер*[1]) је исто доказао за зимске ваздушне притиске у Алпима, где су максималне вредности биле у овим годинама: 1818 (т. ј. зима 1818—19, тако исто и за све остале зиме), 1827, 1835, 1843, 1850, 1857, 1865, 1873, 1881, 1889, 1897, 1904 и 1912. То би одговарало нешто дужој периоди од 7·8 година, али се ипак види прилично добро подударање између односа у Средњој Европи и Сједињеним Државама.

Клу[2]) је изнео по својим и ранијим радовима варијације средњих годишњих температура у времену од 1790 до 1920 године. По њему су средње температурне разлике између најхладнијих и најтоплијих година у 7-огодишњој периоди нешто веће од 1·2°C, а главна максима су била у овим годинама: 1792, 1802, 1809, 1814, 1819, 1827, 1833, 1839, 1845, 1853, 1860, 1865, 1871, 1879, 1889, 1895, 1901, 1910, 1916. По томе је просечно трајање ове периоде код температура 6·8 година, а по појавама главних минима би било 7 година. Иста су се таква, или бар слична, колебања јављала код средњих нивоа америчких река Охајо и Мисисипи, код приноса жита, али много јасније у графичким приказима него по годинама, у којима се појаве главна максима, одн. минима.

Напослетку се видело, да тенденција за 7-огодишњом периодом превлађује на већим ширинама, чиме се могу довести у везу велике неправилности у 11-огодишњим варијацијама температура, које су по *Кепену* и другима карактеристика севернијих предела на умереном појасу. *Шот*[3]) је наиме пронашао, да се код узастопних средњих годишњих температура на станицама североисточног дела Сједињених Држава јасно уочава 7-огодишња периода, док се на јужним станицама, у долини Мисисипија, јављају главна максима у 1802, 1826, 1846 и 1865, а главна минима у 1785, 1815, 1836 и 1857 години тако, да је средње трајање периоде око 22 године. Међутим је та вредност мултиплум и од 7 и од 11 година, па је појава у долини Мисисипија вероватно последица интерференције обеју периода.

И 7-огодишња периода није правилна него се у трајању систематски мења од четири или пет до девет или десет година.

35-огодишња периода. — У тежњи да се одреде краће периоде климатских промена полазило се од појединих астрономских појава

---

[1]) *J. Maurer, Une périodicité remarquable des hautes pressions atmosphériques dans les Alpes en hiver* Archives des Sciences phys. et nat. 4-me période. Vol. 45. Genève 1918., стр. 349—355.

[2]) *H. W. Clough, An Approximate Seven-Year Period in Terrestrial Weather, with Solar Correlation.* Monthly Weather Review. Vol. 48. 1920., стр. 593—596.

[3]) *Charles Schott, Tables, Distribution and Variations of the Atmospheric Temperatures in the United States and Some Adjacent Parts of America.* Smithsonian Contributions № 277. Washington 1876.

и покушало, да се из инструменталних посматрања метеоролошких елемената утврди, да ли има каквих веза између првих и других. Али се питање о променама климатских услова и о трајању периоде може решити и обрнутим поступком, т. ј. да се из самих посматрања, инструменталних или других, изведу потребни закључци. Тим путем је пошао *Брикнер*; он је прво испитивао колебање нивоа на Касписком Језеру и рекама које у њега утичу, а доцније колебања температура и годишњих количина киша на свима другим руским рекама, па је дошао до закључка да се у целој европској Русији показују велике варијације климе, паралелне колебањима нивоа на Касписком Језеру, са сменама прохладних, влажних и сувих, топлијих периода у току 35 година. Даљи докази су добијени подацима о залeђености река (код Риге је бележено од 1556 године), о нарочито јаким зимама (унатраг до 800 год. по Хр.), о времену почетка бербе у Западној Европи (до 1400 год. по Хр.) и о колебањима ледника у Алпима. Тиме је утврђено, да је ова периода општа појава: смењују се кишовите, а у исто време хладније, са сувим и топлијим годинама. Та колебања климе непосредно утичу на реке, језера, леднике, вегетацију, па чак и на финансијске прилике, јер се и код њих доста јасно оцртавају 35-огодишња колебања[1]). Наравно да има предела у којима се јављају супротне промене, т. ј. да се место максималних позитивних одступања на једним местима појаве на другима максимална негативна одступања и обратно; то су по *Брикнеру* „предели сталних изузетака", који су искључиво ограничени на области океанске климе.

Важна су била испитивања о колебањима средњих годишњих вредности ваздушног притиска, јер се показало, да су његове промене на копну и океанима различите; даље, да подела ваздушних притисака изнад океана и континената утиче на колебања атмосферских талога: при високом притиску изнад океана ови су у фази сувљих година, а копна при ниском притиску у фази влажнијих година и обратно. Осим тога се у *Брикнер*овој периоди величина амплитуде код атмосферских талога повећава од приморја према унутрашњости копна. У топлим годинама су океански утицаји слабији и мање продиру у Европу; с тога се појас континенталне климе прошири према Западу, повећа се и пустињски појас, киша се у Немачкој смањи за 20%, а у Русији за 30%. То су у Источној Европи године рђаве жетве, али су у океанским климатима боље, јер је летња топлота таман довољна за услове осредње жетве.

---

[1]) *Eduard Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit.* Penck's Geographische Abhandl. Bd. IV. Hf. 2. Wien. Ed. Hölzel 1890,. 324 стр. са 13 скица и 1 картом. — исти, *Der Einfluss der Klimaschwankungen auf die Ernteerträge und Getreidepreise in Europa.* Geogr. Zeitschr. Leipzig 1895., стр. 39—51, 100-108. — исти, *Zur Frage der 35jährigen Klimaschwankungen.* Pet. Mitt. 1902., стр. 173—178.

У графичком приказу се средње годишње температуре до извесног максимума пењу, одатле се до одређеног минимума спуштају, али још неправилније него што је случај код средњих дневних температура у годишњем току. То је разлог, што је *Брикнер* место средње годишње температуре употребио пентаде, т. ј. средње вредности узастопних петогодишњих средњих годишњих температура, које по своме карактеру одговарају средњим месечним температурама у годишњем току. При томе се показало, да се два узастопна минимума температура појаве у размаку од 20 до 50 година, али се по свима подацима долази до приближног трајања од 35 година.

Максима и минима појединих појава надала су од половине XVIII столећа у ове године:

најниже температуре	(1738)	1768	1813	1838	1883	
највеће кише Хан[1])	1738	1773	1808	1843	1878	
„ „ Локиер[2])			1815	1845	1878—83	
највиши ниво језера	1740	1777	1820	1850	1880	
надирање ледника[3])			1814—22	1840—55	1875—98	
највише температуре	1748	1793	1823	1858		
најмање кише Хан	1753	1788	1823	1859		1893
„ „ Локиер			1825—30	1860		1893—95
најнижи ниво језера	1760	1798	1835	1865		
повлачење ледника		1800—13	1823—39	1856—75		

Хан је по периоди од 35 година груписао годишње количине киша на трима станицама својих испитивања и прорачунао, да су у разним годинама Брикнерове периоде одступања од средњих вредности оволика:

број године	3	8	13	18	23	28	33
одст. кол. кише	—102	54	**210**	110	—30	*—157*	—80 мм.

Према нормалној количини киша ових станица (ср. вр. 980 мм) одступање је у овом случају 37·5% од нормалне годишње количине. Код температура су у 35-огодишњој периоди одступања знатно мања, око 1° C, а кадикад и 0·5°; ипак то није тако мала вредност ако се узме у обзир, да су ту скупљени читави низови посматрања са разних станица у групе, а ове спојене у једну средњу вредност за целу Земљу, па су многа знатнија одступања ублажена. Али је веома карактеристично, да се коле-

[1]) По подацима о годишњим количинама киша у Падуи (1725—1900 год.), Милану (1764—1900) и Целовцу (1813—1900). *J. Hann, Die Schwankungen der Niederschlagsmengen in grösseren Zeiträumen.* Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXI. Abt. IIa. Wien 1902.

[2]) По подацима из Велике Британије, Индије и Јужне Африке и горњег тока реке Охаја: *William F. S. Lockyer,* Nature 1903. Tome LXVIII., стр. 8.

[3]) *E. Richter, Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher.* Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins. Wien 1891.

бања у оваком смислу истовремено појаве на свима континентима и острвима, и с тога узрок мора бити космичке природе, вероватно у периодским променама интензитета сунчевог зрачења.

То је заиста доказано почетком овог столећа. *Локиер* је, наиме, 1902 год. указао, да се поред просечно 11-огодишње периоде сунчаних пега јавља и друга, вишег степена, која се може утврдити на два начина: временом, за које се сунчане пеге у узастопним 11-огодишњим периодама повећају од минимума до максимума и, што је још важније, релативном површином, коју су пеге покриле на сунчевој површини, одн. плочи. Ако се временске разлике од минимума до максимума релативног броја пега унесу на ординати координатног система, а године минималног броја пега на апсциси, и ако се места њихових пресецања повежу линијом, добиће се правилан облик 35-огодишње периоде[1]). Доцније је *Лизнар* упозорио, да то не би био принудан доказ него би боље било поступити друкчије. Као што је код годишњег тока температура потребно елиминирање дневнога тока, одређивањем средњих дневних температура, исто се тако може код сунчаних пега елиминирати 11-огодишња периода, ако се одреди средња вредност релативног броја сунчаних пега од једног до другог минимума. Уношањем тих вредности у координатан систем, где су на апсциси године, а на ординати релативни бројеви сунчаних пега, може се добити графички приказ колебања. По њему се показало, да су минима била у 1814·5, 1856·0 и 1886·0 години, а максима у 1840·5 и 1872·5 години, што би одговарало периоди од 34·5 година[2]). Као доказ може послужити приложена таблица, с помоћу које би се добили графички прикази 35-огодишње периоде:

Лизнар ср. чест. пега	ср. год.	*Локиер* 11-огод пер.	мин.	макс.	мин.	трајање од мин. до мин.	трајање од мин. до макс.	сунч. површ. под пегама
			честине пега					
29·6	1804·0							
18·2	16·5							
38·7	28·0							
65·2	38·0	I	1833·9	1837·2	1843·5	9 6	3·3	86003
53·6	49·5	II	43·5	48·1	56·0	12·5	**4·6**	*85201*
49·6	61·5	III	56·0	60·1	67·2	11·2	4·1	111514
56·6	72·5	IV	67·2	70·1	78·9	11·7	2·9	126188
34·6	83·5	V	78·9	84·0	90·2	11·2	**5·0**	*78353*
41·4	94·5	VI	90·2	94·0	1901·7	11·5	3·8	96734

По теорији би Брикнерова периода била мултиплум 7-огодишње и 11-годишње периоде, јер би по првој трајала 35, по другој 33 године. Али се поред тога верује, да има и краћих и дужих периода од ових: једна периода од 3·2 године, једна од 70 до 72 године, која би

[1]) *W. J. S. Lockyer, Die Sonnenthätigkeit 1833—1900.* Met. Zeitschr. 1902., стр. 59-71,

[2]) *J. Liznar, Ueber eine 33jährige Periode der Sonnenflecken.* Met. Zeitschr. 1902., стр. 237—238.

била мултиплум 35-огодишње, можда једна од 90 година, која би била мултиплум од 3·2 и 11, и вероватно једна од два и по столећа.[1])

Секуларне периоде. — За ранија времена, пре но што је било инструменталних података, може се добити појам о променама климатских услова тек заобилазним путем, т. ј. извештајима у старијим записима о извесним карактеристичним појавама, које могу бити последице климатских колебања, или доказима који су из ранијих геолошких периода остали на земљиној површини или у разним врстама стена и земаља.

У историјском је добу заиста било периодских колебања климе, али се нису могле показати трајне промене у одређеном правцу, што је један даљи доказ да је клима константна. Чак би и прогресивне промене биле толико слабе, односно споре, да у целом историјском периоду не би могле произвести очигледнија дејства. На то указују услови, какви су владали у геолошкој прошлости, према палеонтолошким, петрографским и другим чињеницама из разних геолошких формација. По седиментима и фосилима појединих периода долази се до општег закључка, да је у највећем делу геолошке прошлости и на свима деловима земљине површине била у главном равномерно топла и влажна клима. Али су у извесним добима нормални услови прекинути периодама општег хлађења, образовањем изразитијих климатских појасева — још изразитијих но што су данашњи —, а то је изазвало доста јаке промене у облицима живих бића. Шта више је свако од тих доба имало своју глацијалну периоду, при којој су вероватно велики делови земљине површине били под ледницима и ледним покривачима много већег пространства.

Најмлађе је глацијално доба било при крају терцијера, када је почело опште хлађење северног умереног појаса. У плеистоцену се јављају изванредно велика колебања климе, која су се најјасније показала у четири глацијације и три интерглацијална доба[2]). Према садашњој средњој температури Средње Европе (око 50° г. ш.), која је око 10° C, у њој су за време ранијих епоха биле приближно оволике температуре, по палеоботаничким и другим доказима: неолитичко доба 6°, вирмска глацијација 4·4°, трећа интерглацијација 11°, трећа глацијација (Рис) 2·8°, друга интерглацијација 10°, минделска глацијација 1·7°, прва интерглацијација 11·1°, прва глацијација (Гинц) 4·4°, плиоцен 18·3°, миоцен 21°, еоцен 24°, све три последње периоде са малим климатским флуктуацијама, а од тада до почетка триаса је владао једнолик тип климе[3]).

---

[1]) *W. Köppen, Eine 89jährige Periode in der Witterung?* Met. Zeitschr. 1918., стр. 98—99. — *S. Mohorovičić, Die zweiundhalb Jahrhundert lange Periode der Erdbeben- und Klimaschwankungen.* l. c.

[2]) *Alfred Penck* und *Eduard Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter.* Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1901—1909. 3 књиге. XVI + 1200 стр.

[3]) *Griffith Taylor, Climatic Cycles and Evolution.* The Geogr. Review 1919., стр. 314.

Раније је глацијално доба било у доњем перму, при крају палеозоика, јер су депозити пермских ледника пронађени у Аустралији, Бразилији, Индији и Јужној Африци, т. ј. у оним областима, које су веома удаљене од данашњих поларних предела. Према пермским глацијалним депозитима у Аустралији *Девид* закључује, да је могло бити 3 или 4 интерглацијална доба, скоро исто што се догађало у плеистоцену. И силур се завршава периодом зоналних климата који су имали кулминацију у појави глацијација за време девона, о чему има доказа из Јужне Африке. На Тебл Маунтну, јужно од Кептауна, има дебелих слојева облутака од кварцита са паралелним греботинама, које су кадикад дугачке до 35 центиметара. Ако се пође унатраг, у даљу прошлост, вероватно је било бар још једно ледено доба између позног протерозоика и почетка камбриума, јер су у Онтериу (Канада) на бази доњег хурона откривени конгломерати, као стврднути делови подинске морене. Блокови тога конгломерата често имају по две или више уравнатих страна са паралелним греботинама (стриама) у више праваца, који се међусобно пресецају. Материја којом су ови блокови слепљени у конгломерат идентична је, и по саставу и изгледу, тилитима Јужне Африке, који су тамо познати као Двика конгломерат, чије глацијално порекло није више оспоравано[1]). Изгледа да сличних алгонкианских глацијалних наслага има и око других американских језера, у државама Минесота и Мичиген, на Шпицбергену и можда у Кини, Норвешкој и Аустралији.

О таквим променама климе има и палеонтолошких доказа. Доста се дуго сматрало, да се први облици живих бића са јасним скелетом јављају од почетка камбриума, али је доцније нађено прилично фосила и у старијим стенама. Несумњиво је, да је њихова појава изазвана веома јаком променом климатских и других услова у дотичним областима. При крају силура настало је друго критично стање. Неколиких претеча кичмењака било је и пре девона, али је нагло множење китовима сличних облика и риба, истинских кичмењака, почело тек у девону. Скоро су у истом добу неком великом променом ишчезли сви граптолити, већина трилобита и неке врсте криноида. Исто се тако знатно променула копнена флора при крају карбонифера и могло би се узети, да су се сисари појавили у перму. У томе добу су по тадашњем копну почели гмизати гмизавци и не може се сматрати као случајност што су у истом времену првобитни сисари — platypus[2]) — задржали водоземски начин живота. Крај терцијера, међутим, означује кулминацијону тачку живота — почетак човековог доба. Тада је без сумње било веома много мајмуна, који су

---

[1]) *Émile Haug, Traité de Géologie. II. Les périodes géologiques.* Paris, Armand Colin 1908—1911., стр. 584—585.

[2]) опште име орниторинхуса.

се постепено усавршавали у толикој мери, да је врло активно плеистоцено доба истакнуло и издвојило надмоћан тип сисара и дало човеку онај завидан положај, који данас заузима међу анималним бићима.

Врло је карактеристично и нарочито треба споменути, да су са овим великим колебањима климе у вези и образовања нових планинских система. Нешто пре ледених доба настајала су издизања великих делова земљине површине од којих су најглавнија четири. Пре палеозоика, вероватно између протерозоика и почетка камбриума, образовала се најстарија и најсевернија венačна планина, чији су остаци брегови на Хебридима и Лофотима, који су састављени из гнајса. То борање и издизање догодило се пре недоказаног првог леденог доба, чији је врхунац био у прекамбриуму. Други, млађи наборан планински систем издигао се вероватно у силуру, а свакако пре девона, јер његове наслаге (Old Red) нису учествовале у борању. То је каледонски планински ланац, коме припадају стари хорстови Велса, Скотске и највећег дела Ирске и Норвешке. Њиме је било измењено цело обличје Западне Европе. Херцинска периода пада у доба пре перма, када су у Средњој Европи образована борањем и издизањем два велика планинска система лучног облика: западни или арморикански и источни, варисцијски, а у Северној је Америци то била периода Апалеишиана. Многобројни трагови армориканског и варисцијског ланца очувани су у хорстовима Ирске, југозападног дела Енглеске, Француске, Пиренејског Полуострва и Немачке, а у Северној Америци су остаци апалеишианског система Алигени и мање веначне планине са паралелним борама у Пенсилвенији. Напослетку су у млађем терцијеру централни делови Европе подлегли снажним кретањима и борању, што је почело још при крају мезозоика, а имало врхунац у плиоцену, када су све велике планине на Земљи издигнуте до садашњих висина. Климатски су услови за време орогенезе били миотермни[1]), т. ј. температуре су у тим добима биле ниже због брдовитих континената, услед којих је појачана атмосферска циркулација, повећана количина атмосферских талога и побољшани услови за јако нагомилавање снега и образовање великих ледника[2]).

Између ових времена велике тектонске активности, која се у главном подударају са периодама зоналних климата, било је веома дугог релативног мировања, ма да је и у томе добу било слабијих варијација климе. То су била велика доба пинеплленирања, нарочито горњи камбриум са доњим силуром (Ordovician), карбонифер и триас, када су унутрашње, тектонске снаге, замењене спољашњима: маринском, флувиалном и субаерском ерозијом, и њиховим последицама. У тим су случајевима, за време ано-

[1]) од грчког μεῖον = мање и θερμαίνειν = загревати.

[2]) *Wilhelm Ramsay, Orogenesis und Klima.* Finska Vetenskaps-s. Förhandlingar LII. 1909—1910. Afd. A. № 11. Helsingfors, J. Simelii Arfvingars. 1910., 48 стр.

рогенезе, владали плиотермни[1]) услови, као последице пинепленирања, и температуре су биле знатно више него у добима орогенезе, осим тога саразмерније расподељене по земљиној површини. Али су при крају тих периода осећени први знаци зоналних климата. Мора су преплавила равне континенте и настале су периоде великих трансгресија: силурска, старијег перма и кретацејска. Тако имамо и геолошке периоде, које су се доста правилно смењивале од најстаријих времена до данас, када се вероватно налазимо у неком интерглацијалном добу, али се ближимо дуготрајном тектонском мировању.

О трајању ових периода може се само сасвим теоретски говорити. Ако се пође од новијих прорачунавања земљине старости, т. ј. времена, које је протекло од протерозојске периоде до данас, и од теоретских процена колико је која формација трајала, може се само са врло великом опрезношћу рећи, да би свака велика геолошка периода од врхунца једне до друге зоналне поделе климата трајала око 150 до 200 милиона година, а једно ледено доба са свима глацијацијама и интерглацијацијама преко милион година[2]).

Питање је, из којих би узрока ове периоде могле настајати? О узроцима глацијација има читава литература, са врло разним назорима, али ово питање није ни до данас дефинитивно решено. Једино се сматра као сигурна чињеница да појава ледника не зависи толико од оштре и дуге зиме, јер је она, напротив, неповољна за њихово веће распростањење, колико од прохладних лета; само при њима су ледници у стању да се спуштају доста далеко од снежаника у долину. Споменуто је, како су у пределима патагонског климатског типа температуре најтоплијег месеца ниже од 12° С, како у летњим месецима има доста често снега, и како се ледници у долинама спуштају до релативно малих надморских висина, а гдегде и до океана. Наравно, да при томе још важнију улогу имају атмосферски талози.

По некима главан узрок леденим добима лежи у променама атмосферског стања наше Земље, било услед великих промена у садржини водене паре, било угљеног диоксида или услед стварања високих облака од најситнијих ерупцијоних продуката, какви су се јављали приликом ерупције Кракатауа, било услед заједничког деловања сва три чиниоца. Заиста је у добима велике тектонске активности и вулканско деловање много интензивније, а при ерупцијама бивају са вулканским лавама доношане у атмосферу огромне количине водене паре и угљеног диоксида. Већу је пажњу од свију ових теорија привукла само *Арениусова*[3]), који

---

[1]) од грчког πλέων = више, већма и θερμαίνειν = загревати.

[2]) *Griffith Taylor*, l. c., стр. 304, 315—327.

[3]) *Svante Arrhenius, On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature on the Ground.* Philosoph. Mag. V. Ser., Vol. 41., 1896., стр. 237.

глацијације објашњава донашањем угљеног диоксида. Он је прорачунао, да би смањивање атмосферског угљеног диоксида за 58% од садашње вредности било довољно, да средњу температуру смањи за 4^0 до 5^0, а повећавање на троструку вредност да ју на великим ширинама повећа за 8^0 до 9^0C. Садржина угљеног диоксида се мења; њу доносе у атмосферу вулканске ексхалације (мофете) и ерупције, док ју хемијски процеси при распадању стена, нарочито преображајем силиката у једињења са угљеним диоксидом, и биолошки процеси, образовањем угљено-киселог креча и угљена из шума, тресета и др., у великој мери одузимају. По томе би се свако ледено доба поклапало са престанком интензивнијег вулканског деловања, а претходило би му јако нагомилавање кречњака и угљена, што се догађало пре пермских и плеистоцених глацијација[1]). Али је доцније доказано, да угљени диоксид у доста незнатној мери апсорбује сунчеве зраке[2]), а по томе и тамно зрачење са земљине површине, осим тога се горње теорије не слажу добро са чињеницама из земљине историје: њима нису објашњена међуледна доба, интерглацијације, јер би по теорији одговарале интензивној вулканској акцији, а ње није било.

С друге би се стране могли узети астрономски узроци, односно положаји Земље према Сунцу, а ти су тројаки. Први би узрок секуларним периодама било колебање нагиба еклиптике[3]), које се по *Лагранжу* у екстремним случајевима мења од 21°20′ до 27°31′, а по *Стоквелу* је амплитуда тек 2°27′. Утицај нагиба еклиптике на топлотне промене на Земљи условљен је основним законом соларне климе[4]). При повећавању нагиба еклиптике повећава се у летњој половини године сунчева висина и дужина дана, а у зимској се половини смањују, док би се при смањивању нагиба догађало супротно. *Екхолм* је то питање нарочито проучавао и прорачунао, колико би се на разним упоредницима температуре летње и зимске половине године удаљиле од данашњих, ако се нагиб еклиптике смањи на 22°7′48″, што је био случај пре 28300 година, или се повећа до 24°14′24″ (пре 9100 год.), па је дошао до закључка да би се нарочито велике разлике показале у поларним пределима, а много мање на умереним и тропским ширинама[5]). То се види из његових података, који означују одступања од садашњих температура:

---

[1]) *F. Frech, Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit.* Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. 1902., стр. 611—629, 669—693. — исти, *Die wichtigsten Ergebnisse der Erdgeschichte.* Geogr. Zeitschr. 1905., стр. 65—85, 134—145, 218—227.

[2]) в. стр. 370.

[3]) в. *Колебање нагиба еклиптике*, стр. 170—171.

[4]) в. *Положај Земље и земљине осовине према еклиптици*, стр. 149—156.

[5]) *N. Ekholm, On the Variations of the Climates of the Geological and Historical Past, and their Causes.* Quart. Journ. of the R. Met. Soc. XXVII. 1901., стр. 36—46.

нагиб 22°7′48″	90° сев.	75°	60°	45°	30°	15°
летња пол.	—5·1°	—4·6°	—2·3°	—1·3°	—0·6°	—0·1°
зимска пол.	0·0°	0·4°	1·6°	1·6°	1·3°	0·8°
нагиб 24°14′24″						
летња пол.	3·2°	2·8°	1·4°	0·9°	0·5°	0·1°
зимска пол.	0·0°	—0·2°	—0·9°	—1·0°	—0·7°	—0·5°

При мањем нагибу еклиптике се разлике у годишњим температурама ублажују, јер су према садашњима летње температуре смањене, а зимске нешто повећане, док се при већем нагибу колебања повећавају: зимске су температуре још ниже, а летње приметно веће од данашњих. Међутим су за глацијације важнији услови у летњој половини године, а ту се при екстремним нагибима еклиптике (по Стоквелу), какви су отприлике у горњем примеру, нарочито велике промене у температури показују само у поларним пределима, где су услови за сталне глацијације и иначе повољни. За умерене и тропске ширине нису ни близу довољне да би се њима могле протумачити појаве ранијих ледених доба. Осим тога би се глацијације морале периодички смењивати сваких 40000, одн, 100000 година, према томе, да ли се узму Стоквелове или Лагранжове екстремне вредности.

Други би узрок геолошким периодама могла бити ексцентричност земљине путање, која се мења у доста широким границама[1]). Количина топлоте, коју цела Земља прими са Сунца, нешто се повећава при повећавању ексцентричности, и то у обрнутом односу према $\sqrt{1-\varepsilon^2}$, где је ε ексцентричност. Ако се претпостави, да је количина топлоте коју Земља прима у садашњости, при $\varepsilon = 0{\cdot}016175$, једнака вредности 1, она ће при максималној ексцентричности примити 1·003 топлоте са Сунца, т. ј. за 0·3% више. Много је важнији од ове незнатне разлике утицај велике ексцентричности на интензитет сунчевог зрачења при афелу и перихелу. Ексцентричност је при афелу $1+\varepsilon$, при перихелу $1-\varepsilon$, али су интензитети обрнуто пропорцијонални другим степенима удаљења, по чему би при перихелу био $\left(\frac{1+\varepsilon}{1-\varepsilon}\right)^2$ или приближно $1+4\varepsilon$, ако је интензитет при афелу $=1$. Али је садашња ексцентричност тек $\varepsilon = {}^1/_{62}$, а при максимуму би била око ${}^1/_{13}$, и у том би случају било загревање при перихелу $=$ афел $\left(1+\frac{4}{13}\right)$, т. ј. скоро за трећину веће но што је при афелу, док је сада тек за петнаестину веће. На оној земљиној полукугли која би при перихелу имала зиму, била би разлика у топлотним колебањима осетно смањена, јер би сунчева незнатна висина изнад хоризонта била делимично надокнађена његовом већом близином, док би у летњим месецима интензитет зрачења био смањен због много већег сунчевог уда-

[1]) в. *Промене у ексцентричности земљине путање*, стр. 171—172.

љења, при свем том што је високо изнад хоризонта. На другој полукугли, која има зиму при земљином положају у афелу, разлика у годишњим добима постаје изразитија.

По свему излази, да се разлика у трајању летње и зимске половине године при врло великој ексцентричности знатно повећа: од 7·6 дана, колика је сада[1]), на приближно 35 дана. Та чињеница је основа знамените *Крол*ове теорије о леденим добима[2]). Ова ће при великој ексцентричности земљине путање бити на оној полукугли, чија се зима поклапа са временом, у коме је Земља око афела. Тада би због оштрије и много дуже зиме снег падао и на оним ширинама умереног појаса које иначе имају кише, и не би се топио. Шта више би се при ближењу пролећа и лета падање снега на копну повећало, јер је због виших температура испаравање са океана енергичније, водена пара бива ветровима донашана на снегом покривено копно и почне се на брзо кондензовати. Осим тога се снег у топлим месецима отапа само у нижим пределима, али и ту већ у јесењим месецима почне понова да пада. Тако би снежни покривач од године до године дебљао, повећавао се и покривао све веће просторе. Лета при таквим приликама не могу бити топла, јер се сва сунчева зрачна енергија прво утроши на топљење снега, а тек доцније на загревање земљине површине. Осим тога се на хладној земљиној полукугли пасатски ветрови појачавају, услед повећаних температурних разлика између већих и мањих ширина, а њима би било проузроковано пренашање, одн. струјање топле воде са тропских делова океана према умереним ширинама топлије полукугле. Ако је северна полукугла хладна, Курошиво и Голфска струја знатно би ослабиле и смањиле своју запремину, а то је повољан услов да се на њој још више нагомилава снег и лед. Интерглацијације би одговарале периодама, за време којих једна полукугла има зиму кад је Земља око перихела, а по томе и врло дуго лето, јер се на већем удаљењу од Сунца спорије креће.

Али, ма колико да је ова теорија логична, има доста слабих страна. Најглавније је, што су по неким чињеницама ледена доба била истовремена на обема земљиним полукуглама, а то *Крол* није могао доказати. Иначе би била погоднија за објашњење глацијација, јер цела периода у променама ексцентричности земљине путање траје око 340000 година. Да би се објаснила истовременост *Пилгрим* је поред ексцентричности узео као активне чиниоце колебања нагиба еклиптике и прецесију еквинокција, и прорачунао, какви су заједнички утицаји тих трију пертур-

---

[1]) в. стр. 159.

[2]) *James Croll, Climate and Time in their Geological Relations, a Theory of Secular Changes of the Earth's Climate.* London· Daldy, 1875.; 593 стр. и 7 таблица — исти, *Discussion on Climate and Cosmology.* London 1889.

бација на колебања климе до милион година унатраг[3]). По њему протекне од једне до друге глацијације или интерглацијације просечно 360000 година, али се између њих појављују стална колебања, спуштања и дизања алпијске снежне границе, у периодама од 10000 година.

Географска подела животиња и биљака на копну

Услови за распрострањеност биљака, животиња и човека зависе више од климе но од других чинилаца. Снежне пустиње поларних предела и високих планина зависе од стално ниских температура. Песковите и стеновите пустиње у појасевима пасатских ветрова и пределима на зачеоним странама високих планинских ланаца створене су услед мале влажности и незнатних количина кише. И локалне пустиње са сланим водама постале су на исти начин. Једино при вулканским ерупцијама, када се излије лава, земљина ће површина остати све дотле нага, док се изнад ње не сталожи тањи слој хумозног тла. У свима другим случајевима су узрок нагом земљишту неповољни климатски услови.

Утицај климатских чинилаца. — На копну је главан чинилац при подели живота топлота, односно одговарајућа температура. То је разлог веома великим разликама између флоре и фауне тропских, умерених и поларних предела. Разлике у температурама знатно утичу на разноликост и обилност биља и животиња. Сви климатски услови за развитак живих бића најпогоднији су у тропским пределима, који обилују топлотом и атмосферским талозима. Огромни предели су покривени густим шумама; у тропима успевају палме, банане, лиане и орхидее, које воле много влажности, а карактеристични типови анималног живота су мајмуни, слонови, крокодили, папагаји, нојеви, отровне змије и гмизавци.

Сасвим су друкчији животни услови у поларним пределима. Животиње тих предела морају да се прво аклиматизирају, т. ј. прилагоде дуготрајној зими, али су и у осталом делу године животни услови тешки. У тим пределима има тек неколико облика сисара, који се од зимске хладноће штите дебелом и косматом кожом; на северној полукугли су најважнији ирвас и бели медвед, а на јужној их уопште нема. Многи сисари и већи део птица напуштају ову зону пре почетка хладног годишњег доба и селе се у топлије пределе; птице селице одлете чак до јужних граница умереног појаса. Гмизаваца је у поларним пределима врло мало; тамо живе тек неколико нижих врста. За антарктички је континент карактеристично да на њему живе само пингвини, врло троме и велике птице, које су се толико прилагодиле снежној и ледом покривеној околини, да имају сасвим белу или сиво-белу боју.

---

[3]) *L. Pilgrim, Versuch einer rechnerischen Behandlung des Eiszeitproblems.* S. A. Jahreshefte d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. Bd. LX. 1904.

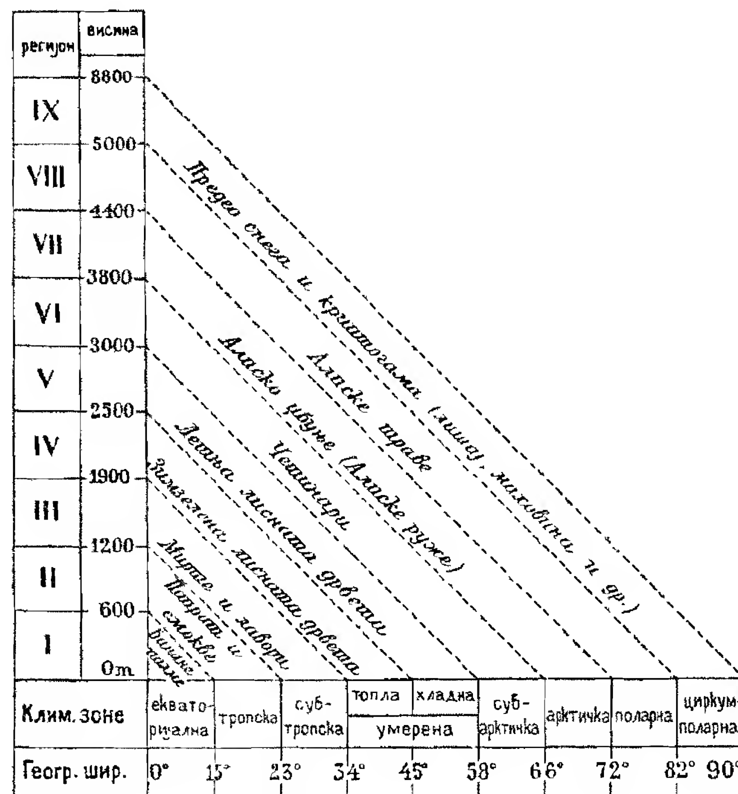
Тле је у топлим месецима покривено кржљавом вегетацијом све до граница сталнога снега. Али се облици поларних биљака не могу ни приближно мерити са разноликом, обилном, бујном и непролазном флором тропских предела. Дрвета поларних предела су зимзелена, у близини снежних поља нестану, а место њих се местимично појави жбуње и остали најнижи облици вегетације.

На умереним појасевима владају прелазни услови, али ипак са великом разноликошћу биљног и анималног живота, који према мањим географским ширинама прелази у тропске услове, са изразитијим облицима тропских биљака и животиња, а према већим ширинама добија све карактеристичније арктичке облике. Већина птица са великих ширина умереног појаса сели се при почетку јесени у субтропске земље, а у пролећу се враћају. Инзекти, рептили и извесни облици сисара проведу зиму у стању обумирања или спавања и по томе доста личе животу лиснатих дрвета и биљака. Ти облици су се потпуно аклиматизирали великим климатским разликама између оштре и суве зиме и топлога, влажног и кишовитог лета.

Утицај температура на богаство и врсте живота показује се и у планинским пределима. Раније је већ указано, како се пењањем на висине долази у пределе све поларнијих биљних и животињских облика: обични облици животиња један по један постепено нестају, место њих се само делимично појављују нови облици, али се и њихов број све више смањује што је већа висина. Када се доспе до снежне границе, доспе се — у главном — и до границе биљног и анималног живота. Само на погодним, заклоњеним местима, у заветрини, има гдекојих врста и изнад снежне границе, али нарочито треба споменути, да се утицај висина много изразитије огледа на вегетацији него на фауни. Везе између климатских и биљних појасева од екватора до полова с једне, а од морског нивоа до планинских врхова с друге стране изнесене су у скици 216, у којој су на апсциси означене географске ширине са одговарајућим климатским зонама, а на ординати висине са вегетационим регионима. Из скице се види, да ће се у хладној климатској зони умереног појаса алпске траве јављати на висинама од 2000 до 2500 метара, док ће у екваторијалној климатској зони на истим висинама успевати зимзелена и летња лисната дрвета, а алпске траве тек на висини од 4400 до 5000 метара.

Осим самих планина на вегетационе границе утиче и њихова оријентација. На оним планинским странама, које су изложене утицају хладних ветрова, помакнуте су границе вегетационих појасева на мање висине него на супротним падинама, које су од таквих ветрова заклоњене. С друге су стране на присојним падинама границе вегетационих појасева на већим висинама него на осојним, а на сличан се начин показује и утицај киша: чеоне стране имају бујнију вегетацију од зачеоних.

Влажност климата је такође важан фактор за распрострањеност живота. У типским пустињама готово и нема биљнога живота, док је у сувим пределима, без типских пустињских облика, састав вегетације особен. Због неповољних климатских услова: високих температура и мале влажности, биљке морају да се пре свега очувају од сувише великог испаравања. Од тога су у толикој мери заштићене дебелим и меснатим лишћем, масном и лепљивом кором, да кактуси и други трновити, некорисни облици вегетације испаре минималне количине воде и могу се одржати у најсувљем добу. Код њих је због велике суше правило, да при највећој запремини имају најмању површину, која је изложена испаравању, док је код наших лиснатих древета готово супротан случај, јер при истој запремини имају највећу површину. Осим тога, палме, које доносе плодове (урма), имају веома дубоке жиле, да би могле усисати влажност из дубљих слојева тла, која им је преко потребна за живот. Сва остала флора су кржљаво, трновито жбуње и мрке траве, које су се на сувом ваздуху осушиле. Сасвим су друкчији услови у влажним пределима, где је вегетација бујна. Велика влажност је услов луксуријозности екваторијалних и тропских прашума, а где има изобиља биљака може и анималан живот бити обилан. Пустиње и екваторијалне прашуме су екстреми животних услова, али се и иначе, при свакој промени у количини киша, било смањивањем или повећавањем, показује осетна промена животних услова према једном или другом екстрему.



Скица 216. (по Kirchhoff.у)

На односу количине киша и испаравања почива *Пенк*ова класификација климата[1]). Она је од практичног значаја и са биолошког и са

[1]) *Albrecht Penck, Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage.* Sitzber. d. K. Preuss. Akad. d. Wiss. Phys.-mathem. Kl. XII. Berlin 1910.

геоморфолошког гледишта, јер као што су за биљан и анималан живот главни услови кише и температуре, од којих зависи јачина испаравања, тако се исто под међусобним односима ова два елемента стварају главни облици копнене површине. И ако Пенкова подела нема ни непосредних ни посредних веза са географским ширинама, она је ипак важна и практична истина коју треба изнети. *Пенк* разликује три главне области: 1. *хумидне* или *влажне климе*, у којој пада више атмосферских талога но што испари. Тако остаје известан вишак воде, који отиче рекама и делује као флувијална ерозија; 2. *нивалне* или *снежне климе*, у којој падне више снега него што буде однесено аблацијом (снашањем и топљењем). Остатак понесу собом ледници и делују као глацијална ерозија; 3. *аридне* или *суве климе*, у којој испари сва количина атмосферских талога или би могло још више испарити. Речни токови и језера пресушују, вода врши само делимично флувијалну ерозију, а главан активан чинилац је субаерска ерозија.

Физичке особине биља и животиња. — Осим органских разлика код биљака и животиња, на којима почивају њихове ботаничке и зоолошке класификације, има извесних разлика и у њиховим физичким особинама, које ће се укратко споменути.

Биљке су највећим делом везане за одређено место и могућност њиховог распрострањења зависи једино од семена. С тога је у географској подели биљака семе од великог значаја. Нека семена су тешка, падају са дрвета и остају на земљиној површини непосредно испод њега, али се у извесним случајевима биљно цвеће претвара у воће, које се кадикад једе заједно са семеном. Пошто је семе већином обмотано несварљивом љуском, његова животна клица може бити однесена далеко од дрвета и остати на тлу неповређена. На тај се начин биљке преносе с једног на друго место и тамо се почињу ширити и заузимати веће просторе. Али су за велико распрострањење биљака много важнији ветрови, који собом односе биљне органске заметке често до врло удаљених предела.

Код копнених животиња су разлике у физичким особинама много веће. Оне увек имају самостално, активно кретање, али су његови облици неједнаки. Најобичнији начин самосталног кретања је гмизање, које је најразвијеније код пужева. Оно настаје таласастим покретима телесних органа. Развијенији облици кретања су скакање (скакавац), кадикад и без нарочитих удова, корачање (код медведа, оваца и др.), трчање (код зечева), пузање, или верање (код веверице), а врхунац самосталног кретања је летење. Једина класа бескичмењака са моћи летења оспособљава их да савладају велике препреке распрострањењу, што је случај код лептира и скакаваца. У нарочито великој мери су независни од урођеничких животних услова прави летећи сисари, као што су слепи ми-

шеви. Крилати пас у Индији (Pteropus medius) прелети у току ноћи 40 до 50 км. да би нашао зрело воће, а извесне птице се задрже у ваздуху по неколико дана, као на пр. албатрос (Diomedea exulans), највећа морска птица јужних океана. Птице имају и ту предност што могу живети у ваздуху, на копну и у води; животиње без крила могу живети само на копну и у води, али су извесни облици везани само за копно, а други само за воду. Животиње које проводе живот на водама имају нарочите физичке особине: могу пливати у свима правцима и стално живети у води. Али и код копнених животиња има разлика у начину живота. Већина од њих живи на земљиној површини, неке живе стално у пећинама, а неке врсте живе повремено или стално у површинским слојевима тла.

Услед промена у моћи кретања јављају се велике разлике у распрострањењу разних анималних облика и у средствима, којима се распрострањују.

Животне зоне. — Заједничким утицајима биљних и анималних физичких особина, њихове околине и специјалних услова њиховог растења настало је особено распрострањење живота на Земљи.

Најизразитији је и најправилнији распоред услова на сједињеним континентима. На њима се налазе три велике животне зоне: тропска, умерена и поларна, које су подељене на подређене групе, према неправилностима топографије или климатских услова. И ако се ове везе виде на свима континентима, ипак је сваки одељен континенталан простор окарактерисан друкчијим врстама биљака и животиња. У Европи су друкчији облици него у Северној Америци, у Јужној су Америци друкчији од оних у Африци.

Ипак, при свем том постоји приметна једноликост истих великих група на сваком од континената, као да су били спојени случајним везама и саобраћајним путевима. Еволуцијом је заиста доказано, да су се биљке и животиње развијале из примитивнијих у компликованије облике, из нижих у више врсте, и данас су прилично познати сви беочузи овог дугачког ланца.

Чињеницом о разликама животних услова на разним континентима доказује се да нису могли бити у *сталним* везама, али приметне сличности указују, да је некад морало бити бар *повремених* веза или саобраћајних путева. То је много јасније утврђено сличностима и разликама између живота на океанским острвима и најближим континентима. При свем том што су нека острва одувек била океанским водама одвојена од континената ипак на пр. на Бермудима и острвима Западне Индије има уочљивих сличности са животињским облицима америчког копна, ма да извесних врста никако нема. С друге стране има случајева, да је острвски живот сасвим друкчији но што је на суседном континенту. Тако се

на Новом Селанду налазе једино два аустралијанска сисара, две врсте слепих мишева, који су тамо доспели летењем. Други су кичмењаци ретки и већином имају нарочите облике, какве аустралијанске животиње немају.

Узроци о распрострањењу живота. — Први узрок велике распрострањености животиња је у њима самима, јер се могу слободно кретати са једног места на друго. Птице селице прелете хиљаде километара, већином изнад континената, али бурним ветровима могу бити пренесене до врло далеких предела, на усамљена океанска острва, одакле се тешко могу вратити на своја стара места. То је нека врста несамосталног или пасивног кретања и распрострањења.

Ветровима може бити преношено ситно и крупније семење биљака, а од животиња нарочито ситни некичмењаци, црви и инфузорије, али и доста велике бубе са мањом или већом способношћу летења. Тако је једном приликом велика индијска буба, до 8 центиметара дужине, ухваћена на палуби брода, који је био око 500 километара далеко од најближег копна. Известан утицај на далеко распрострањење малих животиња имају и пловеће кладе. Океанске струје често носе собом велика искорењена стабла или кладе, а на њима могу бити читава легла инсеката, гмизаваца и других врста, које се хране трулежом. Кад доспу до близине копнених обала становништво их већином хвата, а са њима пренесе на копно и све врсте животиња које су живеле на кладама. За облике поларних животиња најглавније су преносно средство пловеће санте леда, јер се само на тај начин може протумачити, откуда се поларан медвед, који истина има способности за пливање, могао појавити на толико удаљеним острвима, као што су Медвеђа Острва, Њу Фаундланд, Исланд или Јан Мајен.

Веће животиње, које су везане за копно и не могу пливати, крећу се споро по земљиној површини, али свака генерација помера нешто даље своје границе, ако су сви остали услови повољни. То је најопштији и најсигурнији начин распрострањења великих сисара. За време глацијалне периоде, животиње су биле нагоњене да се селе у топлије пределе, према мањим географским ширинама, а уједно приморале слабије животиње да се пресељавају са места на којима су дотле живеле. Миграцијâ је, дакле, било и доста далеко од некадашњих залеђених предела, о чему сведочи данашња распрострањеност животиња у источним деловима Сједињених Држава.

Препреке распрострањењу живота. — Обично се климатски услови сматрају као највећа препрека распрострањењу биљног и анималног живота, јер је познато да се температуре у главном смањују од екватора према половима и од морског нивоа према висинама. А како су биљке и животиње уопште прилагођене на одређене климатске услове, морале би при прекорачењу граница своје аклиматизације раније или

доцније застати. Ипак се ова упоредност између климе и распрострањења живих бића мора знатно ограничити. Пре свега на живот биљака и животиња није толико утицајна средња годишња температура, која одговара одређеној топлоти, колико њена дневна и годишња колебања. Према моћи прилагођавања на температурна колебања животиње су подељене на *стенотерме* и *еуритерме*[1]); прве, које не могу поднети знатна колебања него су везане за подједнаке температуре (животиње са хладном крвљу), и друге, које доста лако подносе велике промене у температурама, а то су животиње са топлом крвљу. Али је за географско распрострањење еуритермних бића често већа препрека велика влажност ваздуха од температурних колебања, што вреди нарочито за степске сисаре. Они су по изразито континенталној клими својих пребивалишта неосетљиви за екстремно јаке промене температура, али се̂ не могу одржати у приморским пределима због тамошње велике влажности и количине атмосферских талога.

Уопште би се могло рећи, да копнене животиње мање зависе од климатских утицаја и да су битне препреке њиховом распрострањењу неједнака подела копна и мора, а на копнима облици земљине површине и биолошки услови. Изгледа, да су највише зависни од климе мајмуни, јер се велики број њихових врста налази на доста уском екваторијалном појасу, а местимично се јављају приближно до 10^0 изван оба повратника; међутим њихове поједине врсте добро подносе јаку зимску хладноћу у Јапану, па чак и на Хималајама. И тигар није искључиво тропска животиња, као што се обично мисли, јер исто онако живи у хладним високим планинама централне Азије, као у врелим и влажним џунглама[2]) Предње Индије. Исто је тако мамут једна врста данашњих тропских слонова, која је за време кватернерних глацијација лутала по залеђеним пределима Европе и Азије, о чему сведоче заостали скелети. Све то указује на њихову делимичну независност од климе.

У погледу простора су највећа препрека распрострањењу океани. Они су много изразитија брана ширењу биља и животиња од икоје друге карактеристичне црте земљине површине. Копно је на северној полукугли готово повезано и велика препрека се једино јавља на границама Европе и Африке с једне стране, а Северне Америке и Азије с друге. Из тога разлога имају виши анимални облици на северним континентима изразитије сличности, нарочито на појасевима где је копно најшире. Сасвим су

---

[1]) по грчкоме στενός = узан, ограничен, близак, εὐρύς = широк, простран и θερμόν = топлота.

[2]) *џунгла* (по санскриту *џангала* = пустиња) је име којим се нарочито на равницама Индуса и Гангеса зову огромни простори под шумама, високим травама, трновитим жбуњем и трскама, од којих превлађује бамбус. Непроходни су због лиана (пузавица) и трњака.

друкчији услови на јужној полукугли, где су океани огромне бране. Њима је онемогућен међусобан саобраћај копнених животиња, и то је узрок, што се у фауни Јужне Америке, Африке и Аустралије показују врло велике разлике. У мањој су мери фактичне препреке средоземна мора, или копнене воде: велике реке и језера, па ипак су и оне доста значајне, јер има пуно случајева да река спречава даље ширење извесних животињских врста, чак и у роду птица.

Други узрок значајним препрекама лежи у вертикалној разуђености копна, т. ј. у разликама између планина и низија. Нису сувише ретки случајеви да се на двема странама дугачких веначних планина јављају различити облици флоре и фауне. Једино ако су ланци краћи, животиње (па и биљке) могу да заобилазним путем пређу с једне стране на другу. Али су, с друге стране, низије доста велике препреке за распрострањење планинских животиња. Ове су навикле на једноликост животних услова, који су у низијама поремећени и знатно промењути због друкчије климе. Зато су козорози и дивокозе ограничени само на некоје највише планинске пределе у Европи и Азији.

Сличну и још већу препреку чине пустиње, највише за оне врсте биљака које су упућене на воду и животиња које не могу живети без довољно воде и гушћег биљног покривача. То је разлог великом фитогеографском и зоогеографском значају огромног пустињског појаса, који се шири попречно кроз Африку и Азију.

Али, све што је до сада споменуто о подели биљног и анималног живота вреди само за њихово природно распрострањење. Када се појавио човек, он је почео да ремети природан ток и ред, и свугде су се осетили његови утицаји. Човек је гдегде рушио, другде стварао, али је свугде мењао границе животних појасева. Он је заиста у стању да у једном појасу одомаћи извесне биљке и животиње из других појасева, ако не стоје у опреци са природним условима распрострањења, али никад неће успети да уништи основну поделу животних услова на тропски, умерени, поларни, планински и пустињски појас. Камила се може лако прилагодити клими калифорнијске пустиње, али се не може аклиматизирати у поларним или кишовитим пределима, јер је органски везана за стално велику топлоту са слабијим колебањима температура и за сув ваздух са мало атмосферских талога. Тигар се може одомаћити у Јужној Америци, али никако у Скандинавији. Палме са тропских острва на Тихом Океану могу успевати на тропским острвима Атлантика, али не у северним Алпима и Карпатима, јер не могу поднети хладноћу. Човек је у стању да утолико мења природну поделу биља и животиња што их може преносити у пределе са сличним основним условима и тамо их одомаћити.

ОКЕАНИ

Једна од најтежих и најсјајнијих људских победа је освојење океана. Човек се примерном смелошћу и умешношћу навезао на убитачне океанске пучине. Не бојећи се опасности и пропасти неустрашиво је истрајао у свима напорима, док није дошао до разних проналаака и открића, која му дозвољавају да данас са исто онолико сигурности броди по океану, као што се креће по копну. Њему нису више потребна весла, једра и ветрови да би доспео камо хоће, него на бродовима са металним оклопом и неуморним машинама пркоси валима и бурама, и креће се по океану као по природним путевима, ослањајући се у главном на компас. Парни бродови се крећу по пустим океанима толико сигурно, и са толиком брзином, да се народи са удаљених континената мал' те не осећају као суседи.

Човек је до данас прокрстарио скоро све делове океана и при томе је стално посматрао и испитивао. Обале континената и обала биле су пажљиво уцртаване у географске карте; морске дубине су мерене у плиткоме мору, близу копнених обала, да би се открили спрудови или подморски остењци, који доводе у опасност прилаз и одлазак бродова. Морнари су по свима деловима света пажљиво проучавали правце и јачине ветрова, а добијеним закључцима могли су знатно скраћивати путеве једрилица. Океанске струје су такође испитиване и уцртаване у карте, чиме је избегнута могућност да изненада скрену једрилице са њихових праваца пловљења и понесу собом. Плиме и осеке су мерене у разним пристаништима и записивано је време њихових појава, те се данас могу предсказати потпуно сигурно: крманош из својих таблица прорачуна, у које ће доба настати плима, да би могао пристати у уским и плитким лукама.

Раније је упозорено, да океани са споредним морима покривају преко 70% земљине површине; међутим су сва споредна и ивична мора у односу према светском океану врло незнатна, јер заузимају тек 9·8%, па ипак су баш она много више утицала на развитак људства него океани. Због саразмерно малих димензија, њихова је саобраћајна снага искоришћена много раније, и у много већој мери, од природне саобрајне

снаге огромних океанских површина, осим тога им је практичан значај био тим већи што је већа разуђеност обала. У томе је предњачило европско Средиземно Море, око кога је била усредсређена култура Старога Века.

Наука, која се бави испитивањем океана је Океанографија. Она је по својој природи део Физичке Географије, а задатак јој је да опише и протумачи појаве у океанима и споредним морима, и на њиховим површинама. Као све природне науке, и ова се ослања о друге: при објашњавању статичких и динамичких закона којима подлежи маса океанских вода на Физику, при испитивању њиховог хемијског састава на Хемију, а код океанских кретања, таласа, плиме и осеке на Математику. Али је пре постављања закона и проучавања међусобних веза између разних појава потребно да се ове упознају и мере инструментима; по томе је Физичка Океанографија претежно наука опажања[1]).

Топографија океана

У одељку о подели копна и мора се видело, да постоје извесне сличности између облика једних и других, и указан је начин, на који су океани одељени морфолошки и практички. Али, ако се океанске површине погледају на глобусу може се на први поглед уочити да имају релативно правилне облике. Тихи и Индијски Океан показују изразите кружне облике, али са том разликом, што је први око два и по пута већи од другог. Тихи Океан је ограничен западним обалама Јужне и Северне Америке, Алеутским Острвима, источним обалама Азије, Филипинским Острвима, Новом Гинејом, источном обалом Аустралије и антарктичким копном, а Индијски Океан јужним обалама Азије, југоисточним обалама Африке, антарктичким копном, западним обалама Аустралије и Суматром. Атлантски се Океан пружа од арктичких предела до Антарктика у облику латинског слова S, као дугачак појас подједнаких ширина. То је главна карактеристика површинског облика трију океана.

Да би се добио појам о облику океанског дна, односно оног дела земљине површине који је под водом, потребно је узети у помоћ сва мерења дубина.

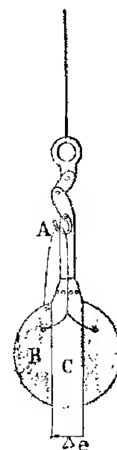
Испитивање океанског дна. — Веома дуго, скоро до друге половине прошлог столећа, није се имао јаснији појам о облику половине земљине површине, нарочито оне која је покривена океанима. Раније се

---

[1]) Најважнији уџбеници су: *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* I. Band, Stuttgart, J. Engelhorns Nachf. 1907., XVI + 526 стр.; II. Band. 1911., XVI + 776 стр. — *J. Thoulet, L'Océan, ses lois et ses problemes.* Libr. Hachette & Cie, Paris 1904., VIII + 397 стр. и 12 таблица. — *J. Thoulet, L'Océanographie.* Paris, Gauthier-Villars et Cie. 1922, 284 стр. — *J. Rouch, Manuel d'Océanographie physique*, Paris, Masson et Cie. 1922., 229 стр.

уопште претпостављало, да у дубинама од неколико стотина метара постоје велики, пусти, неинтересантни океански простори, ма да се знало да је океанско дно гдегде дубље од 2000 метара. Природњаци су веровали да је у океанским дубинама немогућ икакав живот и за њих оне нису биле од већег интереса.

Тек приликом постављања подморских каблова привукло је и океанско дно већу пажњу, а за систематско је испитивање имао нарочите заслуге Американац *Мори*, који је 1854 год. израдио прву батиметријску карту Северног Атлантика. Нешто доцније је доказано, да у морским дубинама има анималног живота, и то први пут на Средиземном Мору. Ту се један кабл покварио и морао се вадити ради оправке, али се тада видело да је на њему пуно сићушних животиња, које су морале живети око морскога дна, а дубина је била много већа од оних, за које се претпостављало да искључују сваки живот. Та чињеница је изазвала жељу за испитивањем океанских дубина и његовог дна, а овом научном интересу придружио се и практичан, о проширењу телеграфских веза подморским кабловима. С тога су разне државе приступиле овом раду и експедиције су вршиле поред практичних и научна испитивања. Наравно, да се при томе тешком и скупом испитивању није обратила искључива пажња дубинама океанског дна него су се уједно вршила и друга научна испитивања: о анималним облицима у океанским дубинама, о материјалу на дну, о каквоћи воде, о температурама, прозирности воде и другим физичким условима. Али је основа свих ових радова било мерење дубина.

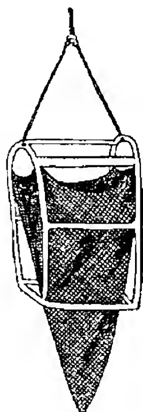


Скица 217.

За премеравање дубина узимају се разни инструменти; од њих ће се овде приказати само један, којим се до сада много служило. То је *Singbee-Brook*-ов инструменат за мерење дубина, који је конструисан 1854 год. и зато је најједноставнији. Он изгледа овако (скица 217): Цео инструменат виси о танком галванизираном металном ужету, које је направљено од три умотане челичне жице, највише од 2 до 3 милиметра у пречнику. Уже је много еластичније од жице на гласовиру, јер се не кида ни при вучењу од 250 до 400 килограма, ма да му дужина од 1000 метара није тежа од 20 килограма. По томе је довољно издржљиво да може носити и неке друге инструменте. Као терет се узима оловна лопта *B*, која је металном жицом обешена о куку *A*, а по средини има цилиндричну шупљину. У њу је постављена празна цев *C*, т. зв. сабирач; она је на горњем и доњем делу отворена све док се не спусти до океанског дна, и вода се у њој стално обнавља. Испод ње се налази врло осетљив мали клин (*e*), који даје сигнал. Чим клин удари о дно на палуби се чује електричан сигнал, полуге се око зглоба *A*

толико повију, да се оловна лопта откачи и остане на дну, а напуњена цев се муљем и водом сместа се на обема странама аутоматски затвори. При сигналу се на палуби одреди дужина одмотане жице, која одговара дубини океанског дна. Она се почне аутоматски завијати и собом доноси све инструменте који су били обешени.

Да би се добили организми из разних дубина и са океанског дна употребљавају се гвоздене мреже, које имају облик дугачког џака. То су т. зв. *дрецови* (dredge), чији је један облик приказан у скици 218. Они се металним једецима спуштају усправно све до океанског дна, брод се тада крене, а дрецови дођу у хоризонталан положај и по неколико часова се вуку по дну, а потом се ваде. Кадикад су они постављени на неколико места истог једека и на тај се начин у исто време добијају организми из разних дубина.



Скица 218.

Терминологија подморских облика. — У извештају о изради генералне карте океана, коју је издао Океанографски Музеј у Монаку, изнесен је и пројект о међународној терминологији субокеанских облика. По њему је сваки тачно одређен облик требао да добије потпуно синонимне изразе у разним језицима. Тај предлог је био примљен од комисије у Висбадену и уједно одређен по један Француз, Енглез и Немац, који су утврдили главне изразе за сваки већи карактеристичан облик. Прерађен и дефинитивно утврђен текст изнесен је на овом месту у преводу[1]):

I. Облици прве величине:

1. *Облици ивичних делова океана: Континентална површ* (франц. plateau continental, нем. Schelf, енгл. Shelf). — Део континенталне ивице, који је стално под водом и у благом се нагибу спушта до приближне дубине од 200 метара, затим се најчешће наставља мање или више стрмим нагибом, који је назван *континенталан одсек* (talus continental).

2. *Удубени облици на пучини: а) Котлина* (bassin, Becken, Basin). — Подморска скоро округла шупљина, у којој су обе хоризонталне димензије подједнаке.

б) *Корито* (dépression, Mulde, Trough). — Издужено и широко удубљење са благо нагнутим странама, кадикад раскомадано у котлине. *Жлеб* (canal, Rinne, Passage) је нешто уже рачвање корита, које се при истој или незнатно смањеној дубини увлачи у континенталне масе, или

[1]) Cabinet scientifique de S. A. S. le Prince de Monaco, *Carte générale bathymétrique des Océans.* Paris, Soc. Gén. d'Impression et d'Édition Levé, 1910., 326 стр. карте. 2-e fascicule. *Tableau de la nouvelle terminologie adoptée et rapport de la sous-commission de Monaco chargée de ce travail.*

подморске узвишице, или које је с једне стране ограничено чврстим копном, а с друге подморским узвишењем.

в. *Потолина* (fossé, Graben, Trench). — Издужено, релативно уско удубљење са стрмим странама; она није ништа друго до секундаран облик великих удубљења, па ипак се због знатне дужине и дубине може урачунати међу облике прве величине,

3. *Облици на пучини, у рељефу:* а. *Узвишење* (seuil, Schwelle, Rise). — Издужено или широко узвишење, које се благо диже под углом од неколико степенских минута, ма колика му била висина. Она су основе главних црта подморског рељефа, и ако би се морско дно претворило у копно имала би важан значај као развођа.

б. *Било* (dorsale, Rücken, Ridge). — Издужен рељеф са стрмијим нагибима но код узвишења.

в. *Плато* (Plateau). — Било са пљоснатом површином и нарочито стрмим обронцима. *Банак* (socle, Sockel) је дугуљаст плато на коме леже острва архипелага.

II. Облици друге величине:

1. *Издигнути облици:* а. *Гребен* (crête, Rücken, Ridge). — Узан рељеф неправилног уздужног профила, сличан планинском гребену.

б. α. *Плићак* (banc, Bank). — Пличина, која није стеновита.

β. *Остењак, спруд,* (recif, Riff, Reef). Стеновита пличина, опасна за морнарство.

2. *Удубени облици:* а. *Казан* (trou или gouffre, Kessel, Caldron). — Облик узаног и ограниченог удубљења.

б. *Бразда* (sillon, Furche, Furrow). — Зарез у облику жљеба, усечен у континенталну површ у мање више усправним правцима.

в. *Долина* (vallée, Tal, Valley). — Подморске појаве, које се без сумње продужују кроз континенталну површ, као потопљеног дела копна.

Општи облик океанског дна. — О облику океанског дна добија се најјаснији појам, ако се места истих дубина повежу линијама, т. зв. *изобатама*[1]). Али, и ако су мерења дубина вршена на многим местима, океански су простори толико огромни, да и данашње карте изобата дају тек приближне, основне црте рељефа океанских котлина. Осим тога су најмногобројнија мерења вршена у близини обала, а много мање на океанским пучинама. Па ипак је једна чињеница потпуно поуздана, да су облици океанског дна кудикамо равнији и неизразитији од континенталног рељефа.

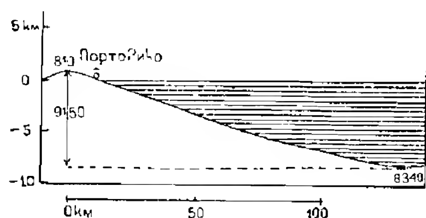
Између субокеанских и копнених облика постоје у истини велике разлике, и ако су и на једним и на другим пределима тектонски процеси активни, и ако се и тамо и овде јављају вулканске ерупције, а све то изазива једнаке поремећаје на површини земљине коре. Али на копненим

[1]) од грчког ἴσος = једнак, исти и βάθος = дубина.

површинама делују многе снаге којих у океанима нема. На океанском дну нема речне, глацијалне и еолске ерозије, нити видних утицаја хемијских чинилаца. И ако океани имају своја кретања њихово је механично дејство у главном ограничено на површинских 200 метара, а у највећем броју случајева на много мање дубине. Из тих се разлога на копнима смењују на кратким удаљењима најразличитији облици, јер разне врсте ерозија и хемијски чиниоци активно утичу на вајање континенталног рељефа.

Осим тога има још један важан узрок због кога је облик океанског дна врло једнолик. У океанским дубинама се, наиме, нагомилавају остаци рушења, разоравања и распадања појединих делова копна. Њих доносе реке, таласи који ударају о обале, и ветрови који дувају са копна на море. Али таложења има и у самом океану, које је океанског порекла. Кад морске животиње угину, љуштуре им се делом растварају у минералној океанској води, а нерастворени остаци се сталоже на дно. Тај процес сталне седиментације такође ствара услове за благе облике субокеанског рељефа.

По овом излагању је јасно, да је океанско дно област насипања, а не разоравања, и зато у океанима превлађују услови врло благих облика, који много подсећају на огромне континенталне равнице или на пределе неприметних нагиба. Чак и у издигнутим деловима океанског дна нагиби су толико благи да никад немају изглед копнених планина. Само на оним местима, где су извесни делови копна потонули, подсећа рељеф океанског дна на континенталне облике, што је случај на северном делу Бискајског Залива. Осим тога се стрми облици јављају у активним тектонским и вулканским пределима, где се са океанског дна дижу кратери. На тим су местима изнимно стрми нагиби, јер су се избачене лаве непосредно после ерупције стврднуле у чврсте стене, због врло ниских температура око океанског дна. То се најбоље види на примеру Пуерто Рика (Порто Рико), острву Великих Антила. Од врха 810 м. земљина се површина према Северу врло нагло спушта и до 40 километара удаљења спусти се до апсолутне дубине од 8340 метара; њена разлика у вертикалном правцу већа је од 9 километара, а дужини од једног километра одговарала би висинска разлика од 65 метара, или нагибу од 3°43′. Још јасније се то види у скици 219, где је висина према удаљењу повећана тек за четири пута. На копнима нема нигде толико ексцесивних разлика у висинама, као на океанским вулканским острвима од морског дна до врхова.



Скица 219.

На свима стрмим подморским нагибима, који су постали тектонским кретањима или вулканима, доста су честа сручавања земљишта,

као последица субокеанских земљотреса. Она донекле ублажују стрмине и неправилности у облику океанског дна, исто онако као речни наноси или океански седименти.

Код океана и мора је *обала* онај део приморја, који је у непосредном додиру са водом. Она може бити стрменита или блага, стеновита или песковита, ниска или висока, и када ју морнар угледа, може издалека закључити на какво ће дно наићи у близини копна, јер се општи рељеф обале до извесног удаљења наставља и по морском дну.

Природан наставак обале је *жал* или *жало*, које је само при плими под водом, а при осеци је део копна. Жало може бити песковито или шљунковито, али само у морима са изразитом плимом и осеком, иначе је врло уско и не заузима чак ни онај простор који прелију велики морски вали при зимским бурама.

Према геолошком склопу обала, жала имају велику разноврсност облика, те у појединим пределима добијају нарочита имена: риаси у шпањолској провинцији Галицији, дине на француској обали Бискајског Залива, фалези у Нормандији, фјордови у Норвешкој и т. д. Жало је по *Рацелу* дугачко око 2000000 километара, а по *Мёреу* му је средња ширина око 800 метара; по томе би површина жала била око 1600000 км².

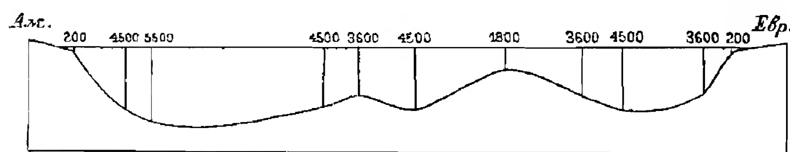
Од линије, на којој се морски ниво задржи при тренутку најниже осеке, почиње *плитко море* или *континентална површ* која је приближно ограничена изобатом — 200 метара, али се гдегде спушта и до 500 м. По процени она заузима око 8·4% целе океанске површине или, приближно, 30 милиона км². Та област је по појавама које се у њој догађају најкомпликованија, али уједно и најзанимљивија. Она је у топографском погледу често просечена дубоким браздама, урезима и долинама, као подморским продужавањем великих или мањих речних корита, које још и сада постоје. Такав је у Бискајском Заливу Кланац Кап Бретона, за који се претпоставља да је некад могао бити старо корито Азура; исто се тако у континенталну површ продужују потопљене долине Индуса, Гангеса и неких других река, а и у Јадранском Мору има пуно сличних примера.

Континентална површ је веома развијена на Поларном Мору. Арктичка острва: Новаја Земља, Острва Франца Јосифа, Шпицберген, Острва Нове Сибирије леже на огромној површи и треба се удаљити више од 600 километара на пучину да би се нашле веће дубине од 100 метара. Исто је тако развијена око норвешких обала, око целе Велике Британије, северне и западне обале Француске. Напротив је веома уска дуж западних обала Северне и Јужне Америке. Осим тога се на њој често распознају основне црте обалског рељефа, по правцима изобата, јер су око норвешких фјордова веома приближене обали, а исто тако око ушћа великих река: Конга, Рајне, Индуса.

Граница континенталне површи према континенталном одсеку важна је из три разлога: 1. што је граница континенталне табле, 2. крајња граница ерозијоног деловања океанских кретања, на којој су таласи и струје изгубиле највећи део своје снаге, 3. продирања сунчеве светлости, услед чега су у плитким морима сасвим друкчији биљни и животињски услови него у већим океанским дубинама.

У дубинама испод 200 метара ветар је престао да се осећа непосредно, па и посредно, таласи се знатно умире, океанске струје се успоре, престаје свакодневна разлика између дана и ноћи, температуре се уједначују, нема разлика у годишњим временима. Динамичка циркулација слаби и постепено нестаје, а дубље постоји само хемијска и физичка статичка циркулација.

Континенталан одсек доста је стрм, отприлике као у бреговитим пределима на копну. Нагиб се код Бискајског Залива гдегде повећава до 36°, што приближно одговара нагибима у пределу Алпа. Али, ако се узму океани као целине, величина нагиба се знатно смањи. У тим је случајевима нагиб ретко већи од 1°30′. Међутим је споменуто, да се у пределима малих нагиба кадикад може наићи на појединачне стрме облике, било издизања или удубљивања. Први су много чешћи и настају вулканским процесима или образовањем коралних спрудова. Њихови врхови су често тек 20 до 10 метара испод морског нивоа и тада су врло опасни за саобраћај. Нарочито много спрудова има око Фици Острва, између 5 до 27 м. дубине, а најизразитији је спруд Алекса (Alexabank), на 11°42′ јуж. шир. и 175°30′ ист. дуж., који се диже од —4000 м. до —24 м. са нагибом од 51°.



Скица 220. — Профил кроз Атлантски Океан по 40° сев. шир. (дубине су према дужинама знатно увећане).

Рељеф Атлантског Океана. — Појам о облику дна у Атлантском Океану може се најјасније добити ако се представи графички, т. ј. пресеком кроз који упоредник. У скици 220 приказан је профил по упореднику 40° сев. шир., отприлике на ширини Азорских Острва. У њој су дубине према дужинама знатно повећане, да би се добили изразитији облици.

Ако се пође са источне обале Северне Америке, прво ће се доћи до равне, веома благо нагнуте континенталне површи, која у разним пределима престаје 95 до 130 километара далеко од обале. Одатле почиње област континенталног одсека, т. ј. предео веома стрмих нагиба, којим су оштро одељени континентални од изразито океанских делова површинске земљине коре. На доста кратким одстојањима дубина атлантског дна се повећа до —2000 м; доцније се дубине нешто спорије повећавају,

али се ипак прилично брзо ближе вредностима од —2700 до —3600 метара. До тих се дубина долази око 90 до 180 километара источније од ивицâ континенталне површи. Даље почиње право дно Атлантског Океана, огромно западно корито, које се протеже од арктичких до антарктичких ширина као веома монотона, благо нагнута равница са дубинама од 2000 до 5500 м. Само је на неким местима дно западног корита много дубље, 6000 до 6950 метара. Оно се према Истоку постепено диже и неприметно прелази у *централно атлантско узвишење,* које је — као и цео Атлантски Океан — извијено у облику латинског S. На њему лежи највећи део вулканских острва од Исланда па до Сендвич Острвâ.

Око Фереерских Острва се централно атлантско узвишење везује са Европом и Исландом, па се преко Азорских Острва пружа у југозападном правцу до северног повратника. Од њега скреће на Југоисток према Стенама Св. Павла, где је толико сужено да више личи на релативно узан гребен, а отатле прелази у источан правац и пружа се по земљином екватору до 20⁰ зап. дуж. Тада се управи према Југу, почиње се нагло проширивати и од 35⁰ до 55⁰ јуж. шир. заузима половину океана. Доцније се почне сужавати и преко Јужне Георгије и Фалкланских Острва веже се једним краком са јужним врхом Јужне Америке, а другим преко Сендвич Острва и Јужног Шетланда са антарктичким копном. Дубине океанског дна су по целом централном узвишењу знатно мање него у осталим деловима, осим у близини копна, где се наилази на континенталну површ.

Источно од централног узвишења дубине се понова повећавају и ту се шири друго, источно океанско корито, које је уже од западног и одликује се мањим дубинама, вероватно до 4500 метара. На Северу је прекинуто исландским билом, чије су дубине мање од 600 метара и које спаја континенталну површ Британских Острва са Гренландом. Али се иза њега понова јавља продужење атлантског источног корита у Гренландском Мору и на источној половини Поларног Мора, као и око северног пола. Ту су измерене дубине од 2700 до 3900 метара[1]). На тај би начин Северно Поларно Море било у морфолошком погледу део Атлантског Океана и оба ова корита би била истинске границе између Старог и Новог Света.

У близини европских обала јављају се исти облици као око американске обале: прво плитка и благо нагнута континентална површ, а даље стрми континенталан одсек.

[1]) *Fridtjof Nansen, The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results. Vol. IV.* Christiania, Jacob Dybwad; London, New York, Bombay: Longmans, Green & C⁰; Leipzig, F. A. Brockhaus, 1904., III + 24 + 232 стр. са 35 таблица. — Comm. *Robert E. Peary, Peary Arctic Club Expedition to the North Pole 1908—9.* The Geogr. Journ. Vol. XXXVI. 1910., стр. 129—148.

За Атлантски је Океан карактеристично да нема великих удубљења у релативно равном океанском дну. Ту су утврђене свега две велике уздужне потолине, обе око Великих Антила, које су назване према именима острва у чијој су близини: северно од Порто Рика потолина Порто Рика, која се пружа у правцу Запад-Исток, са максималном дубином до 8526 метара, а јужно од острва Велики Кајман потолина Кајмана, са дубинама до 6269 метара[1]).

Два северна споредна мора Атлантског Океана: Источно Море и Хедзенов Залив су плитка, нигде нису дубља од 230 метара, док су два јужнија, европско и американско Средиземно Море, и у хоризонталном и у вертикалном правцу многолико разуђена.

Рељеф Средиземног Мора и његових ивичних огранака. — Европско Средиземно Море даје смањену слику океана, са његовим ивичним творевинама. На улазу у Гибралтарски Мореуз, између Рта Трафалгара и Еспартела, дубине су само на неким местима веће од 400 метара, а најчешће мање од 200 метара, док се у Средиземном Мору већ код Гибралтара и Цеуте местимично повећају до 800 метара и више. И Средиземно Море као целина подељено је у три котлине: на Западу Балеарска и Тиренска, а на Истоку Левантинска. У првој је дно веома равно, са дубинама од 2400 до 2900 метара, а максимална дубина у њој је 3151 м., западно од Сардиније. И ако су Корзика и Сардинија одељене Мореузом Бонифација ипак су изобатом од 100 метара чврсто спојене, а на Северу се спајају са копном Тоскане, од кога га дели само доста узан жлеб меридијоналног правца, са дубинама од 400 до 500 метара. Са Тунисом је Сардинија везана широким узвишењем, које је нешто дубље, и тако је Тиренско Море доста оштро одељено од Балеарске котлине. Тиренско је Море дубље, велики је део његовог дна ограничен изобатом од 3000 метара, а највећа му је дубина 3731 м., југозападно од Острва Понца. Плићацима између Сицилије и Туниса Тиренско је Море одељено од Левантинске котлине, која се шири од Мале Сирте до обалâ Сирије. Велике су дубине нарочито у њезиној западној половини, у Јонскоме Мору, где је дно у средњим деловима ограничено изобатом од 4000 метара. Највећа је дубина у њему 4440 м. на пучини, југозападно од Крфа, и друга 4404 м., југозападно од Рта Матапана. Око овог предела су нагиби врло велики, местимично до 43°, какви се ретко где у другим морима јављају. Источна је половина доста плића од западне, јер је дно тек на неким местима у већим дубинама од 3000 метара. Највећма је удубено источно од Родоса, где донекле личи на потолину, и где је највећа измерена дубина 3865 метара.

---

[1]) Највеће дубине су свугде унесене како су их означили аутори, ма да је толика прецизност илузорна, јер се у огромним дубинама не може рачунати до тачности од једног метра него са много мањом тачношћу, можда од 20 до 50 метара.

Удови Средиземног Мора су Јадранско, Егејско, Мраморно и Црно Море, од којих су прво и четврто права континентална мора, јер су са средиземним везана мореузима, друго је ивична творевина, а треће пролазно море са два излаза. И овде је потпуно потврђен закон да су споредна мора плића од главнога. *Јадранско Море* је на својој северној половини веома плитко. Ту је цело дно плиће од 100 метара, отприлике до линије Биоград-Порто д' Асколи, а нешто јужније је удубен у попречном правцу око 130 километара дугачки жљеб, који се пружа по линији Острво Жирије-Ортона, са максималном дубином до 258 метара. На свима осталим местима дно је плиће и континентална површ (—200 м.) шири се све до линије Корчула-Монте Гаргано, а тек јужнији део добија облик округласте котлине, у којој је највећа дубина 1228 метара под 41°53′ сев. шир. и 17°53·4′ ист. дуж.[1]), а скоро исто толика на пучини између Херцег Новог и Мељине[2]). У Отрантском Мореузу су дубине знатно смањене; дно се диже до 741 м. и морфолошки дели Јадранско од Јонског Мора. — Много је немирнији ток изобата у графичком приказу рељефа *Егејског Мора.* Оно припада најразуђенијим морским деловима уопште и према скоро океанским дубинама Левантинске котлине знатно је плиће. У рељефу његовог дна могу се разликовати три корита; она су одељена плићим узвишењима на којима лежи највећи број острва. Прво од ових корита има више облик дугачког и доста узаног жљеба, који заузима северни део Егејског Мора и пружа се од Острва Скиатос и Скопелос у мање-више лучном облику на ИСИ до Залива Ксероса. У западној половини свугде је дубље од 1000 метара, а највеће су му дубине: северно од Скопелоса 1247 м., северно од Гиуре 1256 м. и северно од Лемноса 1244 метра. Друго, Хиоско, корито почиње западно од Еубеје и прелазећи у југоисточан правац допире до Самоса. Оно је доста плиће од првог и само на својим крајевима има велике дубине: јужно од Скиатоса 1006 м., источно од Рта Саракинона 1243 м. и западно од Самоса 1262 метра. Највеће и најдубље је т. зв. Критско корито, које се у облику на Југ засвођеног лука шири од Науплионског (Аргоског) Залива до Острва Тилоса и Родоса. Дно се на веома великом делу спушта до веће дубине од 1000 м., а око средине до 2250 метара. Велика разуђеност овог мора последица је тектонских процеса, који су се догодили у најмлађим геолошким формацијама, јер је Грчка још за време плиоцена била копном везана са западним деловима Мале Азије. — У рељефу *Црнога Мора* показује се велика супротност између његових северних и јужних делова.

---

[1]) Prof. *Dr. Alfred Grund, Die fünfte Terminfahrt S. M. S. „Najade" in der Hochsee der Adria vom 16. Februar bis 11. März 1912.* Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien 1912., стр. 505.

[2]) исти, *Die siebente Terminfahrt S. M. S. „Najade" in der Hochsee der Adria vom 16. August bis 11. September 1912.* ibid. 1913., стр. 166.

На Северу веома велики део заузима континентална површ, којој припада и цело Азовско Море, са мањим дубинама од 20 метара, док остали део има типски облик корита са врло стрмим странама и скоро потпуно равном површином по његовој средини, где дно лежи у дубинама од 2100 до 2245 метара.

Рељеф Тихог Океана. — Тихи Океан се не одликује само својом величином него и највећим дубинама дна. На веома великом делу његове котлине дубине су веће од 5000 метара, нарочито на северној полукугли, где заузимају преко 30 милиона км^2. Према своме облику Тихи се Океан може поделити на источан и западан део, који су приближно ограничени линијом Хонолулу-Тахити, или меридијаном 155^0 зап. дуж. Источан део, који је ближи Северној и Јужној Америци, скоро је сасвим пуст и највећим делом покривен водом, док се на западном јавља безброј мањих и већих острва, на појасу од 30^0 сев. до 30^0 јуж. шир. Између појединих група острва леже затворена мора, јер се у изобатским картама заиста показује, да су оне међусобно повезане подморским узвишењима.

Од американских обала се дно веома нагло удубљује; скоро и нема континенталне површи него се непосредно уз стрме копнене обале наставља континенталан одсек. Од његовог подножја се пацифичко дно доста благо спушта према Западу и на граничној линији се долази до дубина од 5500 метара. Западан део Тихог Океана карактеристичан је баш због толиких дубина, јер су веома велике површине његовог дна ограничене том изобатом. Према томе се ранији назор, да су дубине Тихог Океана мање него у Атлантском, показао као погрешан, пошто и подножје многих острва на западној половини Тихог Океана лежи често у већим дубинама од 5500 метара.

Југоисточан део Тихог Океана много је плићи. По њему се од антарктичког копна шири огроман плато, који се преко Ускршњег Острва (Рапануи) једним краком везује за Паумоту Острва, другим се краком преко Галапагос Острвâ спаја са Централном Америком, док је трећим краком преко Острва Хуан Фернандес тесно везан са обалама Чиле и Патагоније. Његова је површина највећим делом равна, али благо нагнута и лежи у дубинама од 2700 до 3800 метара. У томе платоу удубена су два огромна корита: једно од њих се шири уз западну обалу Јужне Америке од Гвајакила до Валпараиза, са максималном дубином од 7635 м. између Антофагасте и Калдере, а друго се налази знатно јужније, између Патагоније и Грахемове Земље, на антарктичком копну. Ово је много плиће, јер нема већих дубина од 4958 метара.

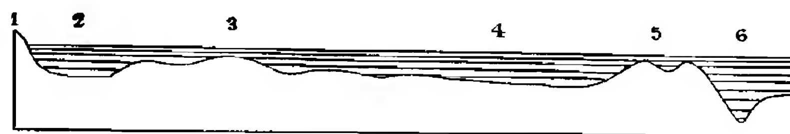
Много је неправилнији ток изобата у западној половини Тихог Океана, баш због великог броја острва и јаких тектонских поремећаја, нарочито на јужној полукугли, а на северној ближе азијатским обалама. Ту се на релативно малим удаљењима јављају знатне разлике у дуби-

нама дна и у тим деловима Тихог Океана леже највеће и најдубље океанске потолине. Непосредно уз некадашњу континенталну ивицу, дуж источних обала Јапана, пружа се потолина Тускароре[1]), са дубинама до 8513 метара. Јужније је Риу-Киу или Љу-Чу потолина[2]) са дубином до 7480 метара, а још јужније, на источној страни Филипинских Острва, и источно од Острва Минданао, лежи најдубља позната потолина, где је дно на више места дубље од 9000 метара: на 9°56′ с. ш. и 129°2′ и. д. 9788 м., на 6°15′ с. ш. и 129°42′ и. д. 9020 м., а на 5°21′ с. ш. и 130′8′ и. д. 9031 метар. Осим тога има при западним обалама Тихог Океана и уз друга острва дубина од 6000 до 7200 метара, али ти делови дна немају облике изразитих уздужних потолина.

На океанској пучини најдубља је потолина у Микронезији, између Маријанских и Каролинских Острва. Она је веома дугачка и пружа се у правцу ЈЗ-СИ, приближно од 11° до 17° сев. шир. и од 142°30′ до 148° ист. дуж. У њој је највећа дубина 9636 метара. И ако су океанске потолине, у односу огромних океанских површина, веома незнатне, ипак је у Маријанској потолини око 110000 км² испод дубине од 6000 метара. У пресеку је њен облик приказан скицом 221, у којој је висина према дужини повећана за 10 пута. Источно од Тонга Острва пружа се у меридијоналном правцу од Самоанских Острва према Југу т. зв. Тонга потолина, са максималним дубинама до 9184 м. (24°0′ ј. ш., 172°40′ з. д.) и 9213 м. (28°44′ ј. ш., 173°44′ з. д.), а јужно од ње, на источној страни Кермадек Острва, почиње Кермадек потолина, такође у меридијоналном правцу, са највећом дубином до 9427 метара. Облик те потолине изнесен је у скици 222, из које



Скица 221. — Профил кроз Маријанску потолину по 145° ист. дуж. од 11° до 6° сев. шир.



1 = Ист. Аустралија, 2 = Корално Море, 3 = било Нове Каледоније, 4 = Фиџи котлина, 5 = гребен Тонге, 6 = потолина Кермадека. — Дубине 30 пута увећане.

Скица 222. — Профил кроз Тихи Океан од Аустралије до потолине Кермадека (по Krümmel-у)

се осим тога види, како су споредна мора појединих острвских група одељена подморским билима или гребенима. Тако су Корално Море, које се шири уз источне обале Аустралије, и Фиџи котлина јасно одељена

[1]) Ова је потолина названа по имену америчког брода „Тускарора“, са кога су мерене дубине.

[2]) названа према истоименим острвима.

бйлом Нове Каледоније и гребеном Тонге, којим су спојена Острва Тонге и Кермадека са Новим Селандом.

По батиметријској карти Принца од Монака дубине испод 6000 метара заузимају у Тихом Океану површину од 1,145 000 км², испод 7000 м. око 445000 км², а испод 8000 м. око 75000 км², али ове вредности још нису довољно сигурне, јер тачније границе појединих изобата нису мерењима дубина могле бити утврђене.

Појас континенталне површи око Тихог Океана веома је узан. Нешто шири је на западним и северним обалама, јер је велики део океана западно од Јапана и осталих острва, која се пружају упоредно са азијатском обалом, ограничен изобатом — 200 метара, као и већи део северно од Алеутских Острва, који спаја Северну Америку са Азијом. На свима другим местима почиње врло близу обала континенталан одсек и дубине дна се нагло повећају до 4000 метара.

Рељеф Индијског Океана. — На јужном делу Индијског Океана налази се велики потопљен плато, који је вероватно подморско продужење антарктичког копна. Он се од 1800 метара постепено спушта према Северу, где је у главном ограничен изобатом — 3700 метара, а средња му је дубина око 2750 метара. На томе платоу леже сва острва Јужног Индика: Принц Едвард, Крозет, Кергелен, Хард, Св. Павле и Нови Амстердам. Јужно од три прва острва почиње велико корито са дубинама до 5700 метара, које се пружа ка Западу, па се око 20° ист. дуж. споји са Јужним Атлантиком. Главна котлина Индијског Океана почиње око 30° јуж. шир. и заузима све северније пределе са средњом дубином од 4600 метара, али се један доста широк жљеб од главне котлине одваја и у лучном облику увлачи између потопљеног јужног платоа и Јужне Аустралије до Великог Аустралног Залива и Тасманије тако, да и тај део представља изразито корито са дубинама до 5600 метара.

У главној котлини се дубине у главном повећавају у правцу Североистока, и на пучини између Суматре, Јаве и северозападне Аустралије долази се до великог корита, у коме се дно спустило до 5800 метара на широком, скоро равном дну. Ту се око ивица великих острва, од Малајског Полуострва до Аустралије, налази неколико мањим потолина, али нису ни близу онолико изразите као у Тихом Океану. Најдубља је Кӗи потолина[1]), чије је дно спуштено до 6505 метара.

Компликованија је вертикална разуђеност западне половине Индијског Океана. Ту се са дна од 4500 до 5000 метара дубине дижу неколика узвишења, на којима леже главне групе острва. Маскарени, Сејшели, Амиранти, Острво Галега, Диего Родригез и спрудови Назарет и Саја да Мања леже на узвишењу које се са дна диже до дубине од 3000 метара. Исто толико дубоким узвишењем везани су Малдиви, Лакадиви и спру-

[1]) названа према истоименом острву.

дови око Предње Индије са овим копном и Цајлоном, а с друге стране Мадагаскар са Коморима и блиским мањим острвима, као и са афричким копном. Једино се непосредно са океанског дна издижу Чагос Острва и неке мање групе острва између Мадагаскара, Сејшела и Маскарена.

Од обала Арабијског Мора и Бенгалског Залива дно се веома брзо спусти до 2000 метара дубине, континенталан одсек је врло стрм и тек од његовог подножја дно се блажије спушта, па се према Југу дубине постепено повећавају до 4000 метара. Само уз западне обале Предње и Задње Индије континентална је површ широка и тек доста далеко на пучини почиње континенталан одсек.

Хемијски састав и физичке особине океанске воде

Састав океанске воде. — Хемијски чиста вода састављена је из два елемента: водоника и кисеоника, од којих на први отпада 11% тежине, односно 67% запремине. Такав природан састав воде има искључиво кишница, ако се не узму у обзир врло незнатни придодаци, које собом доноси из ваздуха. Чим таква вода ступи у додир са страним телима, нарочито у земљиној кори, одузме јој растварањем њених честица незнатне трагове минералних супстанција и према међусобним количинама растворених елемената може се учинити разлика између слатких и сланих, одн. речних и морских вода. Велике неједнакости у хемијском саставу речних и морских вода јасно се виде из следећих података о садржини минерала у једним и другима:

	речна вода	морска вода
карбонати	**60·1%**	0·3%
хлориди	5·2	**88·7**
сулфати	9·9	10·8
друго	24·8	0·2

Прву потпуну анализу морске воде извршио је *Лавоазје* 1772 год и данас је њезин састав свима познат. Према новијим је испитивањима утврђено, да у морским водама има доста растворених супстанција, о чему је несумњив доказ што је у њима пронађено тридесет и два хемијска елемента. Они су или саставни делови саме воде, или су унесени ваздухом, или растварањем разних хемијских једињења, која океанској води дају слан и горак кус и повећавају јој густину.

Према потпуним анализама океанске воде, које је прибрала експедиција „Челенџер-а“, њен хемијски састав је по средњим добијеним вредностима овакав:

	у 1000 гр. воде	у % свих соли
Хлорнатриум (кујнска со) $Na\,Cl$	27·2 гр.	77·8
Хлормагнезиум $Mg\,Cl_2$	3·8	10·9
Магнезиумсулфат (горка со) $Mg\,SO_4$	1·6	4·7
Калциумсулфат (гипс) $Ca\,SO_4$	1·3	3·6
Калиумсулфат $K_2\,SO_4$	0·9	2·5
Калциум карбонат $Ca\,CO_3$ и трагови других соли	0·12	0·3
Магнезиумбромид $Mg\,Br_2$	0·08	0·2

Нормална количина разних соли у океанима је, дакле, 35‰, а остатак отпада на хемијски чисту воду, H_2O. Од тих 35‰ најважнија је обична кујнска (односно морска) со, безбојна и провидна, на коју долази око 78% свих остатака соли; она даје океанској води слан кус. Хлормагнезиума има око 11%, који се јавља у облику кристалних листића, а горке соли око 5%; од њих је океанска вода добила одвратну горчину. Кречњачких је остатака доста мало, јер на њих отпада тек 4%; нарочито превлађује калциумсулфат, бео и бљутав гипс, док је калциумкарбонат обична креда. Међутим, океанска вода садржи у себи бар незнатне трагове свих познатих тела, чак и извесних метала: кобалта, манганеза, гвожђа, никла, цинка, олова, бакра, сребра, злата и др., јер се у океане још од прастарих доба уливају речне воде са свих континената. Ма да се сва ова тела не могу увек открити непосредном хемијском анализом ипак је доказано да постоје, и да су нагомилани у неким морским биљкама и животињама: алгама, коралима и др. Ако би се сви растворени елементи из свих океанских вода и мора излучили, и раширили по идеалној, равној океанској површини, они би образовали слој од 40 метара дебљине[1]). Али *Рихтхофен* при томе није узео у обзир, да су дубоки слојеви океана јако компримирани притиском водених маса од горе, и да се због тога запремина океанских соли повећа на 21·8 милиона км³, а то би одговарало слоју са дебљином од 60 метара. Та запремина је око 2·5 милиона км³ већа од запремине Африке са Мадагаскаром, изнад морског нивоа. Од горњих 60 метара дебљине само би на хлорнатриум (кујнску, одн. морску со) отпало више од три четвртине, а остатак на све остале растворе[2]).

О пореклу морских соли владала су још у Старом Веку два супротна назора. По једном од њих се претпостављало да су све морске соли континенталног порекла, т. ј. да су се реке од најстаријих геолошких периода на своме току од изворишта до ушћа оптерећавале раствореним елементима и на тај начин снеле разне врсти соли у океане. Али

---

[1]) Frhr. *Ferdinand v. Richthofen, Das Meer und die Kunde vom Meer.* Berlin 1904. 45 стр.

[2]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 227.

би по томе мишљењу првобитни океан морао бити сладак и постепено би постајао све сланији, а то се не слаже са фосилним остацима многобројних биљних и животињских врста из старијих геолошких периода, које нису могле живети у слатким водама. Осим тога је напред показано, да је цео састав растворених састојака у речним водама сасвим друкчији него у океанскима. Напослетку је и у великим, затвореним језерима централних континенталних делова, без икакве везе са океаном, хемијски састав воде друкчији, ма да реке стално доносе извесне количине растворених соли, које се у устајаној језерској води под утицајем испаравања концентришу. Свако такво језеро има нарочит, врло различит састав од свију других, насупрот доста једноликом хемијском саставу океанских вода. Даље је новијим испитивањима доказано, да су елементи морске соли, хлор и натриум, сувише незнатан саставан део чврсте земљине коре, и онај доста дебели слој морске соли, који би остао на океанском дну ако би сва вода испарила, не би могао бити континенталног порекла.

Све то доводи до крајњег закључка да се прими други назор, по коме су океани од вајкада били слани. *Едуард Сис* је указао на доста велику вероватност, да су субокеанске вулканске појаве, а нарочито избацивање хлором оптерећених пара из унутрашњости земљине магме, као стални пратиоци њеног хлађења, главан узрок хемијском саставу океанских вода[1]). По томе мишљењу океанске соли нису теригеног него магматичног порекла, ма да би се и овде могле учинити извесне примедбе. Реке, наиме, стално односе собом извесне количине соли. Ако се пође од претпоставке, да се у океане слије 37100 км^3 речне воде[2]) са количином соли од 0·16$^0/_{00}$, то би одговарало запремини од 2·47 км^3. Ако би сва та количина прешла у чврст облик, океанско дно би се сваке године повисило за 0·00644 мм. На тај би се начин сталним доношањем речних соли, а можда још више растварањем соли у подручју млата на морским обалама, састав океанске воде постепено мењао, ако не би било каквих компензација. У томе би случају хемијски састав океана остао непромењен, али би се морски ниво повишавао у одређеном размеру према годишњем доношају соли са копна.

Салинитет океанске воде. — Салинитетом океанске или морске воде означена је целокупна количина растворених минералних елемената у једном килограму. Безбројним анализама тих вода, које су чињене у току прошлог и овог столећа, доказано је, да су разлике у салинитету воде на разним деловима океана и мора доста незнатне, али ипак стварне. Зато им треба обратити већу пажњу. Споменуте разлике настају у првом

[1]) *Eduard Suess, Ueberheisse Quellen*, Naturwissenschaftliche Rundschau XVII. Jahrg. 1902., стр. 597.

[2]) *Dr. Georg Wüst, Verdunstung und Niederschlag aufder Erde*, l. c.

реду услед промена у саставу разних вода, за које се никако не може узети да су раствори мањих или већих количина исте хомогене мешавине неколиких соли у слаткој води. Али је ипак карактеристично, да три најважније соли: хлорнатриум, хлормагнезиум и магнезиумсулфат свугде остају скоро у истом сразмеру, ма да се салинитет океанских вода донекле мења.

Да би се могла одредити целокупна тежина чврстих растворених супстанција, најједноставнији би био поступак да се одређена тежина океанске воде изложи испаравању, а кад сва вода испари да се цео заостали талог измери, пошто је пре тога довољно осушен. Међутим се то непосредно одређење салинитета може тачније извршити само у лабораторији, па и тада се не добија тачан резултат, јер је искуством доказано да увек има извесних губитака услед распадања и испаравања соли, као и ослобађања угљеног диоксида и солне киселине. Те чињенице доводе до претпоставке, да се саставни делови океанске воде не налазе само у облику хемијских једињења него су соли делимично распаднуте у њихове ионе.

На бродовима се служи другим, увек посредним методама, било одређивањем специфичне тежине океанске воде с помоћу ареометра, или испитивањем оптичког експонента преламања у њој, или одређењем садржине хлора, који стоји у непроменљивом односу према целом салинитету. Највише се служи последњом методом, јер ју је нарочито препоручио Сталан Међународни Савет за Испитивање Океана, а осим тога је врло једноставна. Ако се са *S* означи салинитет одн. тежина соли (у грамовима) у једном килограму океанске воде, а са *Cl* одговарајућа тежина хлора, која је унапред одређења с помоћу раствора азотата сребра[1]), биће по *Кнудсен*овој формули

$$S = 0{\cdot}030 + 1{\cdot}805 \times Cl.$$

Тако одређени салинитет нешто је мањи од истинитог, али је разлика ипак толико незнатна да се у обичним случајевима може пренебрегнути.

Ареометром се непосредно одређује специфична тежина океанске воде *s* при тренутној температури t°, у односу дестилиране воде са температуром од 17·5° C. По томе је специфична тежина $= s\left(\frac{t^{\circ}}{17{\cdot}5^{\circ}}\right)$. Она зависи од двеју вредности: салинитета и температуре, јер се океанска вода при повећавању температура шири и постаје лакша, а обрнуто се догађа при хлађењу. По томе се може закључити да и специфична тежина океанских вода подлежи периодским и апериодским колебањима, као и температуре, али да се тај утицај може елиминирати, ако се сви

[1]) Начин како се том методом одређује салинитет или садржина соли описао је *J. Rouch, Manuel d'Océanographie Physique*, стр. 33—35.

подаци са ареометра редуцирају на исту температуру било на 17·5^{0}, коју употребљава немачка морнарица, или на 4^{0}C, при којој дестилирана вода има највећу густину. На тај ће начин редуцирана специфична тежина зависити само од садржине соли и може се непосредно преображати у одговарајуће вредности салинитета.

Садржина соли је најважнија карактеристика морских вода; она даје много стварнији појам од специфичне тежине, односно густине, јер је првом непосредно изражена тежина растворених соли у килограму воде. Она је исто тако један од најважнијих чинилаца за постојање, напредовање и распрострањење океанских бића.

Географска подела салинитета по површини океана. — И код географске поделе салинитета служи се графичком методом, јер се њоме може најјасније приказати. *Шот*[1]) је према свему материјалу с којим је располагао израдио карту *изохалина*[2]), али је она за многе пределе још доста несигурна. Ипак се јасно виде карактеристичне црте поделе, из које се могу извући неколико значајних и општих закључака.

На први је поглед најчудноватије, што се у близини екватора на сва три океана јавља доста широк појас слабо слане воде, нарочито на њиховим источним деловима, т. ј. уз западна приморја континената. Тако се на Атлантском Океану, уз африканске обале од 4^{0} до 12^{0} сев. шир., налази мањи салинитет од 34·5$^{0}/_{00}$, а даље на Запад мањи од 35·5$^{0}/_{00}$, а гдегде и од 35$^{0}/_{00}$. Још изразитији је тај појав на целом Тихом, а донекле и на Индијском Океану, који није довољно развијен у меридијалном правцу, бар на северној полукугли. Уз северозападну обалу Јужне Америке салинитет је на Тихом Океану испод 33·5$^{0}/_{00}$, а од 160^{0} зап. дуж. ретко изнад 34·5$^{0}/_{00}$; већином је мањи од 34$^{0}/_{00}$. Узрок овом очигледном смањивању концентрације соли вероватно би требало тражити у општим особинама повратне екваторијалне океанске струје, али такво тумачење наилази на тешкоћу, што се повратне струје скоро искључиво хране водама са сланијих делова океана, и тако би оштра граница између заслађених и сланих предела океанске површине била неразумљива.

Сигурнији би се закључци добили, ако се узму у помоћ климатски утицаји. По картама ветрова се види, да за време северног лета лежи на екваторијалном делу Тихог Океана, под средњим упоредником 10^{0} сев. шир., тракаст појас превлађујућих маина скоро над истим местима, где је опажен минимум салинитета са 34·5 и 34$^{0}/_{00}$. Исти је случај у току целе године на екваторијалном делу Индијског Океана, где је широк

---

[1]) *Dr. Gerhard Schott, Die Verteilung des Salzgehaltes im Oberflächenwasser der Ozeane.* Pet. Mitt. 1902., стр. 217—223 са 1 картом.

[2]) Изохалине су линије једнаких садржина соли, од грчког ἴσος = једнак, исти и ἅλς = со.

појас врло честих маина, који се према Западу сужава, опет у истом положају према најмање сланим површинским водама.

Око повратника се налази други поремећај нормалних теоретских услова, јер је на тим деловима океана површинска вода најсланија. С обе стране екватора, на Северном и Јужном Атлантику, максималне вредности салинитета повећају се до 37·5‰ и више, али се појасеви најсланијих вода не поклапају са пределима највећег ваздушног притиска него су нешто приближени екватору, т. ј. ка оним деловима океана где су СИ. и ЈИ. пасати најснажнији. На друга два океана је максималан салинитет мањи, вероватно што су тамо пасатски ветрови слабији, али им вредности нису тачно утврђене.

Према већим ширинама се салинитет постепено смањује, и то на северној полукугли неправилније него на јужној. Он се на јужним океанима, под 50° јуж. шир., у средњу руку смањи до 34‰, али су на Тихом Океану изохалине испупчене према Југу, те је салинитет нешто већи од 34‰, а исто тако на Индијском Океану од 72° до 150° ист. дуж., док су на Атлантику и источној половини Индијског Океана испупчене према Северу; с тога је у тим пределима, на истој ширини, салинитет нешто мањи од 34‰, нарочито на Атлантском Океану.

Нормална подела салинитета по океанској површини веома је знатно поремећена океанским струјама[1]), јер поларне струје, које се крећу са већих према мањим ширинама, доста јако утичу на смањивање садржине соли, а супротан утицај имају топле струје. Оне стру́је са тропских делова океана и односе своју сланију воду ка већим географским ширинама, кадикад до поларних предела. Најизразитија је у томе погледу Голфска струја, чијим су утицајем изохалине западно од Скандинавије добиле облик веома дугачког језика, који изнад 70° сев. шир. скреће према Истоку и у погодним случајевима допире скоро до Новаја Земље са салинитетом од 34·5, 35·0‰ и више. Голфска струја исто онако мења нормалну поделу садржине соли као и нормалну поделу температура, што је графички приказано у скици 224, која у главном одговара и облику поремећаја салинитета. И на северном делу Тихог Океана јавља се ужи појас повећаног салинитета, по чему се може претпоставити да се Курошиво струја осећа и у Беринговом Мору, и ако знатно ослабљена. На јужној се полукугли утицај Бразилијанске струје може приближно осетити до 50° јуж. шир., са салинитетом до 34‰.

У близини континенталних обала нормална је подела салинитета модифицирана из два узрока. На свима географским ширинама се садржина океанских соли може јако смањити око ушћа великих река, које доносе у океан слатку воду. Тако на пр. у Жуто Море утиче велики Хванг-хо и неколико мањих река: Јалу, Лиау-хо, Та-Линг-хо, Лван-хо

[1]) в. одељак *Океанске струје.*

и Хун-хо, па је с тога салинитет мањи од 32‰, а исто је толики у Бенгалском Заливу, због великих количина слатких вода са Гангеса и Брамапутре. На ушћу Конга је према видљивој промени у боји океанске воде процењено, да се речна вода шири према Западу и Северозападу до 180 км. далеко од обале[1]) и да заузима простор око 100000 км², што би приближно одговарало површини Северне и Јужне Србије, а са свима притокама од Конга до Нигера око 500000 км². Али, има река које много веће количине слатке воде доносе у океан, као што су Амазонас и Ориноко, па ипак на његовој површини не показују већи утицај, са изузетком врло уског приморја, јер им дувају насупрот пасатски ветрови и гоне собом сланију воду према источним обалама Јужне Америке.

Други је узрок малом салинитету у близини континенталних обала топљење леда, нарочито на великим географским ширинама, у топлијим месецима. На источној обали Гренланда се садржина соли мења од 32 до 15·3‰, а знатно је смањена и око Њу Фаундланда, на 32 до 30‰, јер Лабрадорска струја доноси велике ледне брегове и санте из поларних предела, које се у топлијој води мањих географских ширина топе и заслађивају је. Нарочито је садржина соли смањена при северним обалама Сибирије, код ушћа великих река: Оба, Јенисеја и Лене, где спадне испод 10‰, а иначе је на другим местима већином испод 20‰ и тек далеко од обале се повећа до 30‰. Ту на заслађивање морске воде истовремено утичу речни отоци и топљење леда, а заједничко деловање им се показује у врло малим вредностима салинитета.

На основу *Шотове* карте *Кримл* је за сваки океан прорачунао средње садржине соли на појасевима од по 5° геогр. шир.[2]) и успео да дâ јасну слику о општој подели, т. ј. о везама између величине салинитета и упоредника. Овде ће се изнети заокругљене и на појасеве од 10° геогр. шир. редуциране средње вредности:

С. 60° – 50° — 40° — 30° — 20° — 10° — 0° — 10° — 20° — 30° — 40° — 50° — 60° J.

Атлантски Ок.	34·9	35·1	36·3	**37·0**	36·2	*35·3*	35·6	**36·7**	36·3	35·3	34·2	33·4‰
Тихи Ок.	32·1	33·4	34·7	**35·4**	*34·6*	34·8	35·6	**36·1**	36·0	35·2	34·5	33·9
Индијски Ок.				(34·2)	34·7	**35·2**	34·8	34·9	**35·7**	35·6	34·6	33·9
Цео океан	32·2	33·5	35·5	**35·8**	35·0	*34·8*	35·3	35·8	**36·0**	35·4	34·4	33·8

По овој подели се јасно види да постоје непосредне везе између опште поделе салинитета и ваздушних притисака[3]), јер суптропским високим притисцима одговарају највеће вредности изохалина, а према термичком екватору и већим геогр. ширинама смањују се и вредности ваздушног притиска и изохалина.

---

[1]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 363 (скица) и 364.

[2]) ibid. стр. 335.

[3]) в. ***Средњи ваздушни притисак упоредника и Земље,*** стр. 477.

По проценама се показује чак и то, да је средњи салинитет површинске воде на сва три океана различит: на Атлантском Океану 35·37$^0/_{00}$, на Тихом 34·9$^0/_{00}$, на Индијском 34·8$^0/_{00}$. Најсланији је од свију северни део Атлантског Океана 35·8$^0/_{00}$, а најмањи је салинитет на северном делу Тихог Океана 34·6$^0/_{00}$. Ако се узму и поларни предели у обзир био би средњи салинитет свих океана и споредних мора 34·5$^0/_{00}$, а самих океана 35$^0/_{00}$. То је нормална вредност од које се пошло при испитивању салинитета.

Промене салинитета у дубинама. — Садржина океанских соли се и на истом месту мења са дубином, и по логици би требало да се према дну повећава. Али се о вертикалној подели салинитета у истини доста мало зна, јер су подаци старијих експедиција бар за велике дубине већином несигурни, донекли и погрешни. То у већој мери вреди за океанске пучине него за споредна мора. По сигурним подацима се долази до општег закључка, да се велике, зонално распоређене разлике у салинитету појављују само у најгорњим слојевима океана, а у дубинама од 300 до 500 метара нестају, и то јаче концентрације у већим, а растањене — као на појасу екваторијалних маина — у мањим дубинама.

За тропске делове океана је карактеристично, да се салинитет са дубином смањује, али доста неправилно. Око Азорских Острва се садржина соли према атлантском дну врло споро смањује: на површини је 35·9$^0/_{00}$, у 200 м. 35·75$^0/_{00}$, између 600 и 1000 м. око 35·4$^0/_{00}$, а одатле на ниже до 2000 м. доста неправилно опадање до 35·1$^0/_{00}$, у 3000 м. око 35·0$^0/_{00}$, а на дну, у средњој дубини 4780 м. око 34·8$^0/_0$. Још спорије се садржина соли смањује у Бискајском Заливу, од средње вредности 35·78$^0/_{00}$ на површини до средње вредности 35·51$^0/_{00}$ у 1500 метара дубине. И у већим дубинама је салинитет просечно за 0·4$^0/_{00}$ већи но што је око Азорских Острва, али се испод 4000 метара и при дну јављају на појединим станицама мерења доста велике разлике: од 35·12$^0/_{00}$ на 44°43′ сев. шир. и 6°24′ зап. дуж. до 35·69$^0/_{00}$ на 44°31′ сев. шир. и 2°5′ зап. дуж., око 65 километара далеко од француске обале. Толико велики салинитет при дну најисточнијег дела Бискајског Залива указује на мешање атлантске са врло сланом водом из Средиземног Мора. *Карпентер* је још 1871 године изнео, да подела садржине соли и температура западно од Гибралтарског Мореуза и на околним деловима Атлантског Океана стоји под утицајем сланије и топлије воде из Средиземног Мора. Ова је због већег салинитета на истим нивоима. тежа од атлантске, и спушта се од дна Гибралтарског Мореуза у дубине од 800 до 1400 метара, где се распростре у води исте густине, али мањег салинитета и ниже температуре. То је доцнијим испитивањима потпуно утврђено, јер се у дубинама око 900 метара салинитет од 35$^0/_{00}$ осећа на Југу скоро до Канарских Острва, на Западу до најзападнијег острва у Азор-

ским Острвима, на Северу, преко Бискајског Залива, до југозападних крајева Ирске[1]), док се по *Петерсону* врло ослабљени трагови осете и јужно од Исланда[2]). Из тог је разлога максималан салинитет у води близу Мадејра вероватно у дубини око 1200 метара, јер је вертикална подела овака: 710 метара 35·35‰, 1500 м. 35·48, 2160 м. 35·21, 4360 м. 34·86‰, а много северније, на 43°7′ сев. шир. и 19°43′ зап. дуж., налази се у дубини од 1000 метара, са вредношћу 35·65‰. На томе је месту салинитет у дубини од 600 метара за 0·2‰ мањи од максималног, и тек је на нивоу —2000 метара приближно нормалан, т. ј. 35·08‰. На северозападном делу Атлантског Океана односи су сасвим друкчији. Тамо је од 40° сев. шир. на Север и приближно од 30° зап. дуж. на Запад садржина соли у дубини од 900 метара свугде мања од 35‰.

Са Јужног Атлантика има мало сигурних података, али се већ по њима добија утисак, као да се салинитет са дубином врло нагло и у истом размеру смањује, са минимумом у дубини од 900 метара; одатле се почне повећавати да од 1500 метара до дна остане скоро непромењљив, било да се врло слабо смањи или повећа. По мерењима југозападно од Рта Добре Наде, на 35°52′ јуж. шир. и 13°8′ ист. дуж., одређене су за разне дубине ове вредности: на површини 35·5‰, у 500 м. дубине 34·5, у 900 м. 34·36, у 1500 м. 34·60, а у дубини од 4957 метара 34·72‰. То се може назрети и у подацима „Челенџер“ експедиције, јер се свугде на путу од ушћа Рио де ла Плата преко Острва Тристан де Куња и Асцензије до екватора налазила у дубини око 750 метара најмања садржина соли, пошто нису вршена мерења у дубини од 915 метара, одн. 500 хвати (или сежања). По *Дригалском* се увек наилази на тај слој минималног салинитета, али у променљивим дубинама[3]). Он се може протумачити продирањем хладне и слабо слане воде са антарктичких предела према Северу.

У поларним областима се садржина соли доста правилно повећава са дубином из једноставног разлога, што је површинска вода заслађена било слабим, али сталним отапањем леда, било слатким речним водама У централној котлини Поларног Мора је, према средњим вредностима са 14 станица *Нансен*ових и *Скот-Хансен*ових испитивања при експедицији „Fram-а“, овака подела садржине соли у вертикалном правцу: повр-

[1]) *Johan Hjort, The „Michael Sars“ North Atlantic Deep-Sea Expedition, 1910.*, The Geogr. Journ. Vol. XXXVII. 1911., карта на страни 354 и 356.

[2]) *Dr. O. Pettersson, Die Wasserzirkulation im Nordatlantischen Ozean.* Pet. Mitt. 1900., стр. 65 и Tafel 2, Nordatlantischer Ozean II: Temperatur und Salzgehalt.

[3]) *Deutsche Südpolar-Expedition auf dem Schiff „Gauss“ unter Leitung von Erich von Drygalski. I. Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten auf der Fahrt von Kiel bis Kapstadt und die Errichtung der Kerguelen-Station.* Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde und geogr. Inst. Univ. Berlin. Hf. 1., 1902., стр. 47.

шина 21·0⁰/₀₀, 40 метара дубине 33·26, 250 м. 34·97, 450 м. 35·02, 1000 м. 35·07, 2000 м. 35·08⁰/₀₀. По овим се подацима јасно види, како се нагло повећава салинитет у горњих 250 метара и како је одатле према дну приraштај веома спор и незнатан. Слични су услови у антарктичким пределима, али се битно разликују од арктичких у томе, што им је садржина соли на површини знатно већа, јер тамо на заслађивање океанске воде делује само отапање леда, а доношања слатке воде из речних токова никако нема. За ове се пределе могу изнети два примера, оба из субполарних ширина:

	површ.	100	200	500	750	1000 м. дуб.
69⁰15′ јуж. шир., 105⁰47′ зап. дуж.	33·78	34·08	34·36	—	34·38	34·96⁰/₀₀
70⁰ 5′ „ „ , 118⁰50′ „ „	32·91	34·20	34·59	34·96	34·96	34·96

Осим тога је у поларним пределима опажена врло јасна годишња промена у садржини соли: зими је већа него лети, што се може сасвим природно објаснити замрзавањем морских површина и образовањем леда на њима. У месецима када се то догађа вода постаје сланија, јер је доказано да у таквом леду има тек 10⁰/₀₀ соли.

Салинитет у затвореним и ивичним морима. — У затвореним морима су односи у хоризонталној и нарочито вертикалној подели салинитета сасвим друкчији, нарочито у топлим и сувим пределима. Та мора су са океанима повезана плитким и уским мореузима и с тога је појмљиво, што је у њима и топлотна циркулација, и све што је са њом у вези друкчије него у слободном океану. А пошто је садржина соли зависна од испаравања, а ово од температура, мораће у затвореним морима и салинитет бити друкчији.

Очигледан пример тих услова пружа *Средиземно Море*. На његовој је површини најмањи салинитет при улазу у Гибралтарски Мореуз, 36·5 до 37·0⁰/₀₀. Према Истоку се салинитет повећава. На Балеарском и Тиренском Мору, и око Мале Сирте, колеба од 37·0 до 38·0⁰/₀₀, само је у јужнијим деловима, око алжирске обале, мањи од 37·0⁰/₀₀; на целом Јонском Мору је, до приближно 25⁰ ист. дуж., између 38·0 и 38·5⁰/₀₀, а на Левантинском Мору од 38·5 до 39·0⁰/₀ и више. Узрок повећавању садржине соли од Запада према Истоку лежи у томе, што се у истом правцу повећавају температуре и испаравање, а с друге стране, што се у источнијим деловима Средиземног Мора, који су много дубље у копну, никако више не осећа утицај атлантске мање слане воде[1]). Велики значај испаравања у Средиземном Мору види се и у томе, што је по прорачуну адмирала

[1]) *Johs. Schmidt, Exposé sommaire des travaux de l'expédition océanographique danoise dans la Méditerranée (1908—1909).* La Géographie XXI. 1910., стр. 99—112. — *J. Schmidt, Report on the Danish Oceanographical Expeditions 1908—1910 to the Mediterranean and Adjacent Seas.* Vol. I. *Introduction, Hydrography, Deposits of the Sea-bottom.* Copenhagen 1912, Andr. Fred. Host. & Son. 269 стр. са 20 таблица.

Макарова ниво Атлантског Океана око 15·5 центиметара виши од нивоа Средиземног Мора, а то је потврђено и француским прецизионим нивелманом.

У вертикалном правцу се салинитет приближно до 20 метара дубине доста нагло повећава, а дубље нешто спорије, док не достигне максимум, који лежи доста правилно у дубинама од 300 до 600 метара. Одатле се садржина соли врло споро, постепено и неправилно смањује, што се може показати на три карактеристична примера за зиму 1908/09 године: I. станица на пучини испред алжирских обала, на 37°10′ сев. шир., 6°0′ ист. дуж.; II. станица на пучини Тиренског Мора, југозападно од Рима, на 41°15′ сев. шир., 11°55′ ист. дуж.; III. станица на пучини Јонског Мора, југозападно од Крфа, на 38°57′ сев. шир., 18°16′ ист. дуж.

дубина	0	50	100	200	300	600	1000	1250	1500 метара
станица I	36·92	36·98	37·27	38·15	**38·46**	38·37	38·33	38·35	38·33‰
„ II	37·99	37·95	38·26	38·49	38·57	**38·68**	38·51	38·49	38·49
„ III	38·06	38·03	38·17	38·71	**38·80**	38·69	38·69	38·69	38·66

Овакав распоред салинитета *Нилсен* покушава да протумачи струјама у Средиземном Мору[1]). Он сматра да су водене масе у дубинама од 300 до 600 метара, са највећим салинитетом, пореклом са површине Левантинског Мора, одакле се због велике специфичне тежине спуштају у веће дубине, где вода струји на Запад, према Гибралтарском Мореузу, насупрот површинској источној струји, којом се атлантска вода преноша у Средиземно Море[2]).

Најглавнији закључак нових испитивања је, да раније претпостављени дубински слој воде са константним салинитетом и истим температурама не постоји, јер је водена маса Средиземног Мора састављена из два битно различита дела, који су ограничени слојем најсланије воде. — При дну Егејског Мора нађена је нарочито велика вредност садржине соли, 38·8‰, што указује, да је на томе месту свакако омогућена вертикална циркулација воде од површине до дна. Одговарајући томе, ту је одређена и већа процентуална садржина кисеоника него на икојем другом делу Средиземног Мора. Изгледа, да хлађење морске површине има исто тако дубоко продируће дејство у Балеарском и Лигурском Мору, т. ј. делу Средиземног Мора између Ђеновског Залива и Корзике.

Знатно веће су разлике у садржини соли на површини *Јадранског Мора*[3]). Изохалине се у главном пружају од Севера на Југ, а салинитет се повећава од Северозапада ка Југоистоку, у средњу руку од 33 до

[1]) *J. N. Nielsen, Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters*, у Report on the Danish Oceanographical Expeditions 1908—1910., l. c, стр. 77—191.

[2]) в. поглавље *Струје у затвореним морима.*

[3]) R. Comitato Talassografico Italiano: Memoria III. *Risultati fisico-chimici delle prime cinque crociere Adriatiche.* Venezia, C. Ferrari 1911. — Permanente internationale Kommision für die Erforschung der Adria: *Berichte über die Terminfahrten.* Österr. Teil

преко 38⁰/₀₀. Најмањи је салинитет на оном делу Јадранског Мора, на коме се улива велики број река, од којих су најважније: Изонцо, Таљаменто, Пиаве, Адиђе и По. Исто је тако мањи у близини свих обала него на пучини, а највећи је изнад највећих дубина, т. ј. на пучини, отприлике од Палагруже на Југоисток, где је скоро увек већи од 38⁰/₀₀. На истим ширинама је садржина соли знатно већа уз источне него уз западне обале, са изузетком неколиких незнатних одступања.

Али се у подели салинитета доста изразито показује утицај годишњих колебања температура, нарочито на северном, веома плитком делу Јадрана, у који се улива више великих река. При крају јесени и зиме, а вероватно и у свима зимским месецима, северни делови Јадрана имају знатно већи салинитет него у осталим месецима, са изузетком непосредног приморја и места у близини речних ушћа. Изохалине се прилично правилно прилагођавају правцу пружања обала и салинитет се доста брзо повећа до 37⁰/₀₀. По подацима мерења од 25. фебруара до 7. марта 1911 год. врло је мала садржина соли била близу Таљамента, а нарочито око ушћа Поа, где се на једном месту, 25 километара јужније, смањила до 19·2⁰/₀₀. У близини обала је садржина соли била мања него на пучини: између Ортоне и полуострва Гаргано 37·46⁰/₀₀, а дуж источне обале се повећавала од Севера према Југу, од 37·46⁰/₀₀ унутар острвâ између Истре и Шибеника, и од 37·79⁰/₀₀ изван њих, до 38·01⁰/₀₀ код Дубровника и 38·06⁰/₀₀ на ширини Драча. Осим тога се и на далматинским обалама показивао утицај река на заслађивање мора, најјаче код Шибеника, где се салинитет смањио на 22·94⁰/₀₀, и у Боци Которског, где је био 37·32 према 38·13⁰/₀₀ на слободном мору испред Оштрог Рта[1]). По средишној осовини Јадрана салинитети су били оволики: правац Венеција—Ровињ 35·57⁰/₀₀, Равена—Лошињ 37·58, Ортона—Рогожница 38·07, Бари—Дубровник 38·42, Отранто—Валона 38·46⁰/₀₀.

Исто се тако у разним годинама показују доста велика одступања, не само у зимском него и у другим годишњим добима. Тако су према мерењима од 16. фебруара до 1. марта 1914 год. одређене за средишну осовину ове вредности: правац Венеција—Ровињ 37·70⁰/₀₀, Анкона—Дуги Оток 38·77, Бари — Дубровник 38·78, Отранто--Валона 38·42⁰/₀₀. Ако

herausgeg. v. Ver. zur Förderung der naturwiss. Erforschung der Adria in Wien. *Beobachtungen auf den Terminfahrten S. M. S. „Najade" im Jahre 1911*, Wien 1912.; — *im Jahre 1912.* Wien 1913.; — *im Jahre 1913 und 1914.* Wien 1915. — Commissione internazionale permanente per lo studio dell' Adriatico: *Bolletino delle crocieri periodiche.* Ricerche italiano eseguite dal R. Comitato Talassografico Fascicolo I. *Osservazioni fatte durante le crociere della R. N. „Ciclope".* Venezia 1912.; – Fascicolo II. Venezia 1913.; — Fascicolo III. Venezia 1914.

[1]) Prof. *Dr. Ed. Brückner, Die erste Kreuzungsfahrt S. M. S. „Najade" in der Hochsee der Adria, 25. Februar bis 7. März. 1911.* Sonderabdr. aus d. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien 1911. Heft. 4., стр. 24.

се вредности ових двеју година упореде, видеће се на први поглед како се велике разлике јављају само на северној половини Јадрана и како се од Севера према Југу знатно смањују; док је разлика на профилу Венеција — Ровињ 2·13$^0/_{00}$, она је на профилу Бари—Дубровник смањена на 0·36$^0/_{00}$, а на најјужнијем делу Отранто—Валона на 0·04$^0/_{00}$.

Доста је друкчије распоређена садржина соли на површини Јадрана при крају пролећа и лета, а вероватно и у свима летњим месецима. На његовом северозападном делу, западно од линије Пиран—Анкона, салинитет је знатно смањен, а исто тако од Валоне до Улциња, на оба дела услед великог броја река. Општији се закључци о подели салинитета не могу извући због великих колебања од једне до друге године, али се ипак види да је у току лета знатно мањи део јадранске површине ограничен изохалином 38$^0/_{00}$ но за време зиме. Тако је крајем августа 1911 и 1912 године заузимала само југоисточан део Јадранског Мора, вероватно од Хвара до средине Отрантског Мореуза, али се у истом времену 1913 године пружала од Пуља према полуострву Гаргано и знатно приближила италијанској обали код Отранта. Исто је тако у другој половини августа 1911 године цела површина северно од линије Анкона—Лошињ имала мању садржину соли од 35·0$^0/_{00}$, већином знатно испод 34·0$^0/_{00}$, док је исти део у истом времену 1912 године био ограничен изохалином 36·0$^0/_{00}$. По подацима мерења од 17. до 22. августа 1911 год. био је по средишној осовини оволики салинитет: Венеција—Ровињ 32·83$^0/_{00}$, Пезаро—Сењ 33·53, Анкона—Дуги Оток 35·86, Ортона—Рогожница 37·01, Бари—Дубровник 38·42, Отранто—Валона 37·57$^0/_{00}$. Осим тога је на јужној половини салинитет дуж источних обала био знатно већи него при италијанској обали: 18 километара југозападно од Драча је био 38·32$^0/_{00}$, а 8 км. североисточно од Бара 37·73$^0/_{00}$, још јужније, при врху Акрокерауниског Предгорја (40°25·5′ сев. шир., 19°16′ ист. дуж.) 38·19, а близу Отранта 37·57$^0/_{00}$. Уопште је источна половина имала стално већу садржину соли од западне, бар до линије Анкона—Лошињ. То исто је био случај и у идућим двема годинама, али је 1913 од 16. до 31. августа цела источна половина Јадрана била сланија од западне, и нарочито сланија на северној половини, што се види и из приложених вредности, које се односе на средишне делове мора: Венеција—Ровињ 37·32$^0/_{00}$, Анкона—Дуги Оток 37·65, Ортона—Рогожница 38·25, Бари—Дубровник 38·64, Отранто—Валона 38·34$^0/_{00}$. Ако се сада упореде вредности обеју година, опет ће се видети како се величина колебања смањује од Севера према Југу: Венеција—Ровињ 4·49$^0/_{00}$, Анкона—Дуги Оток 2·79, Ортона—Рогожница 1·24, Бари—Дубровник 0·22, Отранто—Валона 0·77$^0/_{00}$, а с друге стране да је око Отрантског Мореуза салинитет мањи него што је изнад севернијег, најдубљег дела Јадранског Мора.

Општи је закључак да северна половина Јадрана подлежи знатно већим колебањима салинитета и у појединим месецима и у разним годинама, док јужна половина, нарочито на пучини, има много константније услове. По величини салинитета она непосредно одводи односима на средњем делу Средиземног Мора.

Доста су изразите промене у подели салинитета у вертикалном правцу, од морске површине према дну, али се у сваком случају појављују врло велике неправилности. Понајконстантнији су услови при крају зиме, када је вертикална подела садржине соли најближа односима хомосалинитета, т. ј. када се на истим станицама приближно исте вредности налазе од површине до дна, са изузетком северозападног Јадрана и воденог појаса непосредно уз италијанске обале, где се садржина соли са дубином прилично знатно повећава. Али је при крају фебруара 1914 год. услов хомосалинитета владао на целом делу западно од истарске обале до приближно 13° ист. дуж. Наравно, да подела није онако правилна као што се обично претпоставља, што се може видети из ових неколико примера по средишњој осовини, за периоду од 26. фебруара до 3. марта 1913 год., када су нормални услови били највећма поремећени.

дубина у метрима	0	10	20	30	50	70	100	200	500	најв. дуб.
Венеција—Ровињ	36·16	37·38	·63	·48						
Анкона—Дуги Оток	38·39	·44	·35	·39	·34	·00				
Бари—Дубровник	38·66	·58	·64	.62	·51		·57	·55	·58	·55 (990)
Бриндизи—Драч	38·71	·60	·53	·69	·64		·60	·57	·68	·46 (925)

Почетком пролећа почне загревање морске површине и, због повећане јачине испаравања, требала би да је концентрација соли све јача и површинска вода све сланија, када реке не би доносиле много више воде, услед отапања снега у њиховим извориштним деловима. Из тих се разлога већ при крају пролећа успостави прогресивно повећавање салинитета са дубином, које је тим изразитије што су северније станице. На двема северним секцијама нарочито се јасно истиче површински слој осетно слађе воде, са дебљином од десетак метара. О свему томе сведоче приложене вредности за периоду од 16. маја до 17. јуна и од 17. августа до 7. септембра 1911 године, у којој су услови прираштаја салинитета са дубином били доста правилни:

крај пролећа дубина	0	10	20	30	50	70	100	200	500	најв. дуб.
Венеција—Ровињ	31·60	36·94	37·19	·27						
Анкона—Дуги Оток	37·86	·84	38·01	37·99	·97	38·04				
Бари—Дубровник	38·19	·19	·31	·31	·35	—	·43	·53	—	·57 (815)
Отранто—Валона	36·71	37·86	38·21	·08	·24	—	·42	·71	·51	·48 (815)
крај лета										
Венеција—Ровињ	33·30	·33	37·18	·28						
Анкона—Дуги Оток	35·48	36·87	37·77	·92	·94					
Бари—Дубровник	38·28	·15	·44	·48	·46	—	·49	·58	·53	·62 (1020)
Отранто—Валона	37·56	·43	·81	38·08	·37	—	·51	·60	—	·66 (300)

За ове је односе карактеристично, да је прираштај садржине соли са дубином све изразитији што је западнија станица.

У јесењим месецима, до почетка зиме, показује се постепена тенденција за хомосалинитетом у вертикалном правцу. На западној половини Јадрана већином се још појављује видљив прираштај салинитета са дубином, ма да се и ту кадикад догоде инверсије, док је на источној половини прелаз ка хомохалиној подели много изразитији. И ту се гдегде појави слаб прираштај у садржинама соли, гдегде постепено и неизразито смањивање, а доста често врло неправилна подела са наизменичним смањивањем и повећавањем салинитета према дну. Карактеристичан пример такве поделе био је на пучини Јадрана између Бариа и Дубровника (42°0·2′ сев. шир., 17°34·2′ ист. дуж.) 24. новембра 1913 године:

дубине	0	10	20	30	50	100	200	400	750 м.
садрж. соли	38·78	·68	·71	·68	·75	·69	·77	·60	·62

Крајњи огранак Средиземног Мора је *Црно Море*, које је са првим везано мореузима Дарданела и Босфора, а између њих се шири дубоко Мраморне Море. У ова два мора је подела салинитета сасвим друкчија. *Мраморно Море* је у површинских десетак метара готово хомохалино, са садржином соли од 22 до 25‰, али се до 25 метара дубине салинитет нагло повећава, а одатле до 200 и 300 метара нешто спорије, где је средња вредност 38·1‰, да се до дна (око 1350 метара) повећа до 38·4‰[1]). Још мања је садржина соли у *Црноме Мору*. У његовим средишним деловима, где је и најдубље, налази се до приближно 40 метара дубине хомохалин слој са средњим салинитетом од 18·3‰. У већим дубинама се садржина соли постепено повећава: 90 м. 19·7, 180 м. 21·4, 350 м. 22·0‰, али од 900 до 2000 метара дубине влада понова хомохалиност, са вредностима од 22·4 до 22·5‰, — таман оноликима, колике су око површине источног дела Мраморнога Мора[2]). Исто су тако у дубинама Мраморног Мора таман онолике вредности салинитета, колике су у површинским слојевима Егејског Мора. То указује на међусобне утицаје једних мора на друге, отприлике онаке какви су између Средиземног Мора и Атлантског Океана. Узрок врло малом салинитету у површинским слојевима Црног Мора несумњиво су велике реке, које у њега утичу: Дунав, Дњестр, Дњепр, Дон, Кубан, Џорох, Јешил Ирмак и Кизил Ирмак.

---

[1]) *И. Б. Шпиндлеръ, Мраморное Море. Експедицiя И. Р. Г. О. въ 1894 году.* Зап. И. Р. Г. О. по общей геогр. XXXIII. С. Петербургъ 1896. VII + 180 стр. са 4 таблице и 5 карата.

[2]) *И. Б. Шпиндлеръ и Ф. Ф. фон-Врангель, Матерiалы по гидрографiи Чернаго и Азовскаго Морей, собранные въ экспедицiяхъ 1890 и 1891 годовъ.* Приложенiе къ вып. XX Записокъ по Гидрографiи. С. Петербургъ 1899., X + 101 стр. са 26 табл. и картама.

Ако се упореди Европско са *Американским Средиземним Морем*, т. ј. Караибским Морем и Мексиканским Заливом, видеће се да с погледом на садржину соли показују доста велике разлике. Американско Средиземно Море је с једне стране на много мањим географским ширинама, а с друге у знатно ширим везама са Атлантским Океаном него наше Средиземно Море, па би по првом узроку требало да му је на површини много већи салинитет, због виших температура и јачег испаравања, а по другом да се ближи условима салинитета на слободном океану, јер је са њим у тешњим везама. У истини је овај утицај јачи и Американско Средиземно Море има на површини доста мању садржину соли. У Мексиканском Заливу је само на средњим деловима већи салинитет од 36·5‰, а око обала је мањи од 36‰, да око ушћа Мисисипија спадне на 17·48‰. На Караибском Мору је нормалан салинитет 36‰. Знатно је већи само при северној обали Јужне Америке, где се изохалина 36·5‰ пружа од Рта де ла Вела преко Острва Кирасао и Бланкила до Рта Пењас, а много је мањи у заливима Хондураса, Москита (до 34·56‰) и Дариа, и око ушћа реке Магдалена, где се смањи на 34·78‰. Дугачак језик са периодичним салинитетом испод 35·5‰ увлачи се са Југоистока, од Малих Антила, између Острва Тобако и Санта Луциа, и пружа се на ЗСЗ до јужних обала Острва Хаити[1]).

Ако би се за споредна мора поставила скала по степену средњег океанског салинитета[2]) имало би Американско Средиземно Море несумњиво нормалну садржину соли (35 до 36‰), као и Калифорнијски Залив (35 до 35·5‰). Европско Средиземно Море, Перзијански Залив и Црвено Море имају већу садржину соли од океанске, нарочито последње. Све ово су типови средиземних мора на релативно малим географским ширинама, а то је узрок великих вредности њиховог салинитета. У *Перзијанском Заливу* стално струји кроз Мореуз Хормуса вода из Индијског Океана и држећи се десне стране тече уз перзијанску обалу, док обала Арабије стоји под утицајем слатке воде из Еуфрата и Тигруса. Зато је у близини перзијанске обале салинитет у целој години већи, а средња му је вредност 37 до 38‰. Област са већим салинитетом од 40‰ заузима у зиму приближно североисточну половину залива, али је у летњим месецима ограничена на доста узан појас уз перзијанску обалу, због топљења снега на јерменским планинама, чије воде доноси собом Еуфрат[3]). — *Црвено Море* нема ниједну већу притоку, оно је

[1]) *Dr Gerhard Schott, Salzgehalt und Dichte der Meeresoberfläche in den westindischen Gewässern.* Pet. Mitt. 1908., стр. 16—19, са 3 карте изван текста.

[2]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 34—36.

[3]) *Dr. Gerhard Schott, Ozeanographie und Klimatologie des Persischen Golfes und des Golfes von Oman.* Beilage zu den Annal. d. Hydrographie. XLVI. Berlin 1918., 46 стр. са 38 карата.

преко Залива Адена у вези са водом из Индијског Океана, а то су узроци што му се салинитет на површини повећава према Северозападу: на југоисточном крају је 36·5‰, на средњем делу око 39‰, а на северозападном 40·4‰. Али се садржина соли до најсевернијег дела Залива Акабе повећа до 42·16, а у Суецком Заливу чак до 42·7‰. Од површине ка дну салинитет се повећава у целом Црвеном Мору: највећма на Југоистоку, где је површинска вода најмање слана, а све слабије према севернијим деловима, чије површине се одликују све већом садржином соли. Из тога разлога је салинитет при дну Црвеног Мора, са дубинама од 550 до 2270 метара, скоро свугде исти, 40·4 до 40·7‰, а само се у Заливу Акабе повећа до 42·2‰, где је тек нешто већи од површинског[1]).

Сва остала споредна мора имају мању садржину соли од океанске. У ту групу спадају ивична мора Тихог Океана: Берингово, Охотско, Јапанско, Источно Кинеско и Средиземно Аустралијанско Море, затим Андаманско Море и сва мора северних области: Поларно, Британско, Северно и Источно (Балтичко) Море, које је од свију најслађе. Оно је по своме положају чист тип средиземног мора и природан наставак Северног Мора, које је великим делом у непосредном додиру са Атлантским Океаном. Али је у истој таквој вези са океаном и Поларно Море, па ипак је *Северно Море* у површинским слојевима знатно сланије, јер се вредности салинитета мењају од преко 35 до испод 34‰, док је вода у централној котлини Поларног Мора у већим дубинама нешто сланија, а и топлија, од Северног Мора, које је приближно од 900 метара до дна испуњено хомохалином водом од 34·9‰. Новијим норвешким испитивањима је утврђено, како распоред тих сланих вода у хоризонталном правцу може бити врло заплетен, што се види из расправе *Бенекеа*, који је обрадио цео публикован хидрографски материјал о Северном Мору од 1902 до 1914 године[2]). По његовом графичком приказу се у општем распореду изохалина показују: два језика слане „атлантске воде“ са већим салинитетом од 35‰, од којих се један пружа са Северозапада, од Шетландских Острва, а други из Енглеског Канала или Ла Манша; при обалама појас несланије воде са вредношћу испод 34‰, а између њих „вода Северног Мора“ са садржином соли између 34 и 35‰. Али је у разним годишњим добима удео тих вода на површин-

---

[1]) *J. Luksch, Vorläufiger Bericht über die physikalisch-ozeanographischen Untersuchungen im Roten Meere, October 1895 bis Mai 1896.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl. CV. Abt. I., 1896., стр. 361—392, са 2 карте. — исти, *Vorläufiger Bericht über die physikalisch-ozeanographischen Untersuchungen im Roten Meere, 6. Sept. bis 24. März 1898.* ibid. CVII. 1898., стр. 609—627.

[2]) *G. Böhnecke, Salzgehalt und Strömungen der Nordsee.* Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde Berlin. Neue Folge, Reihe A. Hf. 10. 1922.

ском распрострањењу различит; у два екстремна месеца отпада на воде разног порекла оволико процената од целе површине Северног Мора (494860 км²):

	февруар	август	ср. вредн.
вода Сев. Атлантика	22·1	4·1	12·6
„ Енглеског Канала	1·1	0·0	0·5
„ Северног Мора	60·6	62·7	62·5
„ Балтичког Мора	9·0	20·3	14·4
„ при обалама	7·2	12·9	9·9

Ове чињенице доводе до важног закључка, да за промене у површинском распрострањењу водених врста, па и салинитета, нису толико меродавни климатски чиниоци колико измена воде са суседним морима, а она настаје морским струјама. Ове доносе сланију воду са Атлантског Океана и спречавају заслађивање Северног Мора, које би морало наступити у току дугог времена, јер атмосферски талози и уливање речних вода надјачавају величину годишњег испаравања. — На површини *Балтичког Мора* салинитет се према Истоку нагло смањује: од 30‰ у Скагер Раку на 17·97 у Категату, на 12·75 код острва Фемарн, на 7·22 код Гданског Залива, на 5·4 до 4·8 у Ботничком Заливу, а на 7 до 3‰ у Финском Заливу. Са дубином се салинитет повећава, али ни при дну не достигне нормалне вредности, него су и тамо знатно мање, што се види из ових средњих садржина соли: Категат 31·52, Фемарн 18·54, Гдански Залив 11·66, Ботнички Залив 6·35 до 6·1‰.

Узроци разликама **салинитета на океанским и морским површинама.** — Код опште поделе садржине соли на океанима је упозорено, како је салинитет на субтропским одн. већим тропским ширинама већи него на појасу екваторијалних маина, и указано на велики значај пасатских ветрова, нарочито на местима где су снажни и постојани. Овде треба ову поставку прецизирати и нарочито истаћи да ветрови имају у толико значај, што се према разликама њихове јачине мења интензитет испаравања, ако су сви други услови исти. *Мацеле* је на основу личних посматрања доказао, да се величина испаравања мења пропорцијонално са температурама и брзином ветра, а у обрнутом односу са релативном влажношћу, и да је према другим климатолошким чиниоцима утицај различитих јачина ветрова релативно највећи[1]). Ако је ваздушна температура стално 20°C тада ће у току 24 часа при

брзини ветра од	0·3	4·2	7·5	10·3 м/сек.
испарити	1.21	1·90	2·97	4·01 мм.,
а однос је		2·2	2·5	2·6

[1]) *Ed. Mazelle, Verdunstung des Meerwassers und des Süsswassers.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Bd. CVII. Abt. IIa. 1898.. стр. 279—303.

О утицају температура и влажности на величину испаравања изнесени су главни подаци раније[1]).

Поред испаравања требао би да други најважнији узрок опаженој географској подели салинитета на океанској површини буду атмосферски талози. То је логичка потреба, али још није опште примљена, јер нема довољно непосредних посматрања о смањивању садржине соли при јаким пљусковима. Заиста утицај атмосферских талога делује насупрот испаравању, што се може показати на примеру кога је изнео *Шот*[2]). После пет часова пљуска, који је 22. јануара 1892 год. пао на Индијском Океану, са висином од 77 мм., нормалан салинитет се смањио од 33·86 на 33·27‰. Ово је мерење извршено један час после пљуска, и ако се то узме у обзир могло би се вероватно закључити, да смањивању салинитета за 0·1‰ одговара слој кише од 10 милиметара. Али се утицај атмосферских талога прецењује, јер у току године падне на океанску површину релативно незнатна количина кише, која се одмах помеша са океанском водом. По томе би општи утицај атмосферских талога на површински салинитет био сасвим безначајан, према сталном деловању ветра на јачину испаравања, и мали салинитет екваторијалних вода био би само делимично условљен кишама. Ипак се уопште може рећи, да разлика између атмосферских талога и испаравања на истом месту мора бити једино меродавна за салинитет, уколико струје, речне воде и др. не изазову поремећаје.

Та два су чиниоца главни узроци зоналној подели салинитета, која је шематски приказана у таблици на стр. 623, али је питање зашто је Атлантски Океан као целина сланији од Тихог и Индијског Океана? По *Војејкову* је то последица секундарних чинилаца, од којих би могли бити најважнији реке и врло широк пролаз из Атлантског Океана у Поларно Море[3]). Површина речних сливова са којих вода отиче у овај океан много је већа него за два друга океана, али је њихова заједничка површина двапут, а маса воде трипут већа од атлантске. У Атлантски Океан утичу две најводоносније реке, Амазонас и Конго, затим Ориноко, Ла Плата, Нигер, а у његова средиземна и ивична мора се уливају Миси-сипи, Сент Лоренс и велике европске реке. Осим тога, по површини струји вода са Поларног Мора према Атлантском Океану, а у дубини од 200 до 1500 метара повратна струја са сланом атлантском водом, те оба процеса иду на то да ова постане мање слана. Напослетку по *Кримл*овом прорачуну бива са Поларног Мора донашано око 20000 км^3

---

[1]) в. *Испаравање*, стр. 509.

[2]) *Dr. Gerhard Schott, Die Verteilung des Salzgehaltes im Oberflächenwasser der Ozeane*, l. c., стр 219.

[3]) *Dr. Alexander Woeikow, Der Salzgehalt der Meere und seine Ursachen.* Pet. Mitt. 1912. I Halbband, стр. 5–8 и 75–76.

леда, који се у току године растопи на површини Атлантског Океана[1]), а то још више доприноси заслађивању, јер у морском леду има тек 10‰ соли, уместо нормалних 35‰.

Два друга океана, међутим, не добијају лед из других мора; у Тихи Океан, истина, утиче неколико великих река: Амур, Хванг-хо, Јанг-це-кјанг, Меконг, Јукон и Колоредо, а у северни део Индијског Океана: Еуфрат и Тигрус, Индус, Гангес, Брамапутра, Иравади, али су површине њихових сливова према површини и маси океанске воде знатно мање, и океани не примају ни близу онолико слатке воде као Атлантик, па ипак је салинитет на његовој површини знатно већи од салинитета Тихог и Индијског Океана.

Војејков те разлике тумачи атмосферском циркулацијом и земљишним обличјем приморја. Нигде у близини атлантских обала и његових споредних мора нема високих и дугих планинских ланаца, те су обе Америке и врло велики део Еуразије и Африке отворени утицају Атлантика, а код два остала океана то није случај. Тихи Океан је дуж целе источне обале оивичен скоро непрекидним планинским ланцима, а уз западне се шире простране равнице по речним долинама, али не онолико велике као уз атлантске обале. Индијски је Океан оивичен висоравнима, а мање веначним планинама, и само на Северу има пространих речних долина. То је разлог, што водена пара, која испари са површине Атлантског Океана, бива ветровима и дифузијом однашана у све његове трибутарне речне сливове, али се натраг у океан врати само један део у облику речне воде, у средњу руку око 25‰ годишњих атмосферских талога[2]). Осим тога не испари сва вода на океану него и на знатном делу копнених површина. Важније је, што превлађујући западни ветрови односе водену пару са предела Атлантског Океана и његових споредних мора веома дубоко у копно, у области које са њима немају никаквих веза: област Каспијског и Аралског Језера, и област Сахаре. Највећи део те водене паре не враћа се у океан као вода; са Нила се врати натраг нешто мање од 5‰, а то је врло незнатан део. Тај велики губитак водене паре, који није надокнађен донашањем речне воде, главан је узрок велике садржине соли на површини Атлантског Океана. На два друга океана услови су сасвим друкчији и због њих не губе толико водене паре, т. ј. највећи се део процесом кружења воде врати натраг у океан и донекле смањује салинитет.

На површини већине споредних мора средња је садржина соли мања од океанске, јер рекама добију слатку воду, што је напред споменуто. Заслађивање је морске воде тим веће што је већа површина

---

[1]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 515—516.

[2]) в. поглавље *Однос између атмосферских талога, речног отока и испаравања.*

речних сливова са којих вода долази у море, што је већа количина атмосферских талога на површини тих сливова, и што је већа размера отока према атмосферским талозима. С друге стране је на ивичним морима утицај река на смањивање салинитета тим незнатнији што се море мање увлачи у копно, и што је шира и дубља његова веза са слободним океаном.

Везе између густине, салинитета и температуре океанских вода. — Густина или, тачније, специфична тежина океанске воде стоји у правом односу са количином растворених соли[1]), а у обрнутом са температурама. Као функција салинитета *S*, може се густина океанске воде *s* изразити једноставном формулом

$$S = 1\,309\,(s - 1)$$

По тој су формули прорачунате густине океанске воде при 0°C, у односу према дестилираној води са температуром од 4°, при којој има највећу густину:

салинитет S	2	4	6	8	10	15	20‰
густина s^0_4	1·0015	1·0032	1·0048	1·0064	1·0080	1·0120	1·0161
салинитет S	25	30	32	34	36	38	40‰
густина s^0_4	1·0201	1·0241	1·0257	1·0273	1·0289	1·0306	1·0322

Али се приликом анализе примерака воде са разних океанских делова и дубина утврдило, како се количина соли мења од једног до другог, а с друге стране да густина океанске воде зависи од температура. Топлије воде имају при истој садржини соли мању специфичну тежину од хладнијих, јер заузимају већу запремину. Тако би код морске воде са садржином соли од 27·0‰ и температуром од 0°C специфична тежина била 1·0270, али би се са повећавањем температура смањивала у овакој размери:

температура	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
густина	1·0270	1·0266	1·0259	1·0249	1·0237	1·0223	1·0207

Поређењем ових двеју таблица долази се до важног закључка о значају температура за промене густине океанских вода. Свака промена температуре за 10° мења приближно исто онолико густину као промена салинитета за 2‰. Зато се упоредљиве вредности густине океанских вода добијају само тако, ако се сва одређења сведу на извесну нормалну температуру.

Са изузетком обала, при којима се уливају велике реке, густина океанских вода се мења од 1·020 до 1·030, а средња би вредност била 1·028 при 0°C. Али на многим местима утицај температура надјачава утицај садржине соли и по правилу су воде океанске површине на великим ширинама гушће, а екваторијалне растањеније, ако се узму густине

[1]) в. стр. 620.

in situ, т. ј. какве су на дотичном месту у истини. Чим би се све густине свеле на исту температуру, рецимо на 0⁰, и њихова подела приказала графички, добио би се отприлике исти распоред као у картама изохалина.

Осим тога се густина океанских вода правилно повећава са дубином, због све већих притисака. При једнаком салинитету су дубоке воде знатно гушће, јер заузимају мању запремину, и требало би да постоје врло велике неједнакости у количинама соли па да воде из океанских дубина постану бар нешто лакше од површинских. Количина, за коју се јединка запремине океанске воде смањи за сваки метар дубине, зове се *коефицијент стезања к.* Он је тим већи што је мањи салинитет, а највећи је код чисте воде, о чему сведоче његове вредности:

салинитет у ⁰/₀₀	0	5	10	15	20	25	30	35	40
коеф. стезања $к \times 10^{-8}$	490	484	478	472	466	461	455	450	442

Средња вредност коефицијента стезања је око 0·0000047.

Напослетку, због растворених соли, океанске воде имају максималну густину при нижим температурама него слатке воде. Ова има највећу густину при 4^0, вода са салинитетом од $18{\cdot}5^0/_{00}$ при 0^0, а код нормалне је морске воде тим при нижој температури што је салинитет већи:

салинитет у $^0/_{00}$	20	25	30	32	34	35	36	37	38	39	40^0
темп. највеће густине	-0·31	-1·40	-2·47	-2·90	-3·32	-3·52	-3·73	-3·94	-4 14	-4·34	$-4{\cdot}54^0$

Та особина океанске воде веома је важна за температуре у великим дубинама. Јер, у слатководним језерима морају воде при дну имати увек већу густину од воде изнад њих, и ма колика им била дубина температура при дну не може спасти испод 4^0C, са изузетком језера поларног типа[1]). Сасвим је друкчије у океанима, где температура воде при дну може спасти до -2^0 и ниже па ипак да остане најтежа.

Гасови у океанској води. — У непрестаном додиру са ваздухом морска му вода известан део апсорбује, као кисеоник, азот и аргон, а угљен диоксид узме делом у стању раствора, а делом као једињење. Али су разни гасови апсорбовани у разним количинама, према разликама у *коефицијенту апсорпције.* Он означује, колико би кубних центиметара гаса при температури 0^0 могло бити у волумној јединци течности. Карактеристично је; да је у чистој води коефицијент за кисеоник 0·0489, а за азот 0·0235, јер то указује да је однос између кисеоника и азота у слаткој води $^1/_2$, док је у атмосферском ваздуху тек $^1/_4$. У сланим растворима се коефицијенти апсорпције уопште смањују, јер постоји могућност хемијске акције између растворених гасова и соли у течности. Уопште се може рећи, да у литри морске воде има око 15 до 30 кубних центиметара гасова, а од тога отпада на азот 10 до 15 $цм^3$, и да је у океанској

---

[1]) в. поглавље *Температуре у језерима.*

води релативно знатно више кисеоника него у атмосферском ваздуху, а то је врло важно за дисање и живот морских животиња.

Кисеоник је у слаткој води више растворљив него у морској, и што је садржина соли већа тим мању му количину апсорбује. Осим тога, апсорбоване количине гасова пређу у хладној води лакше у раствор него у топлој, и растворљивост гаса много више зависи од промена температуре него од промена у салинитету. То се јасно види из ових података, у којима бројеви означују кубне центиметре кисеоника у литри океанске воде са разним температурама и салинитетом, под претпоставком да је запремина гаса редуцирана на 0° и притисак од 760 мм[1]):

салиитет:		10	20	30	35	40‰
темп.	—2°	10·18	9·50	8·82	8·47	8·12
	10°	7·56	7·10	6·63	6·40	6 17
	20°	6·22	5·88	5·53	5·35	5·18
	30°	5·27	4·96	4·65	4·50	4·35

Али, атмосферски гасови подлегну у океанској води знатним локалним променама у својим количинама, нарочито они који су потребни за одржавање морског живота. Из тога разлога се кисеоник и угљен диоксид мењају према животним потребама океанских биљака и животиња. Познато је, да животиње употребе за своје удисање кисеоник из околних делова океана, а издисањем издају угљен диоксид, који у околној води пређе у раствор. Исто тако и морске биљке, од којих су најважније алге, удишу кисеоник, али угљен диоксид растварају под утицајем сунчеве светлости: одузму му угљеник за грађење својих ткива, а избаце одговарајући део кисеоника, који у околним водама пређе у раствор. Тако се у тамним дубинама, са екцесом анималног живота, количина кисеоника смањује, док се у светлим површинским деловима океана, са изобиљем биљног живота, знатно повећа. Кисеоник се, дакле, производи близу океанских површина, а троши се у целом океану, гдегод има живих бића.

Угљени диоксид, било у комбинацији или слободном стању, налази се у океанским водама у врло променљивој количини, јер у великој мери зависи од локалне активности животиња и биљака. Изгледа да зависи и од количине растворених соли и од температура. Сланије воде апсорбују више угљеног диоксида од слађих, док повећавање температура делује на супротни начин. Обично се у литри океанске воде нашло око 50 цм³ угљеног диоксида, а од њих је тек неколико десетина кубног центиметра у стању растварања. Делимично доспева угљени диоксид у океанске воде субокеанским вулканским еманацијама, али није познато у каквој је размери са атмосферским угљеним диоксидом, који је апсорбован у океанима.

---

[1]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 296.

Највише долази у океанске воде атмосферски азот, али због своје инерције нема никакав значај. И он зависи од количине растворених соли и температура. При нормалном салинитету од 35‰ има у литри воде 15 цм³ азота при температури од —2⁰, а 9·8 цм³ при температури од 25⁰. При истим температурама, а са салинитетом од 10‰ има га у литри океанске воде 18·2, односно 11·13 цм³. Али у океанима има извесних бактерија, које из атмосферског азота изграде некоја од његових једињења, и других, које имају моћ да их разграде.

Због незнатног хемијског афинитета азот је изгледао нарочито погодан да се с помоћу њега добије појам о пореклу дубоких океанских струја. Јер, ако се вода са океанске површине спусти до великих дубина, она би понела собом и очувала нетакнуту количину азота, којим се заситила на истом месту, на ком је била у додиру са ваздухом. Та количина би јој од тада остала стална особина, кад бактерије не би пореметиле претпостављену пасивност азота. Ипак се може рећи, да се пропорција разних гасова мења са дубинама, а да количина азота остаје готово иста. Осим тога, површински делови океана нису свугде засићени гасовима, а то опет изазива неједнакости и одступања од теоретских услова,

Аерација[1]) океанских дубина није искључива последица непосредног додира воде са ваздухом него и ветрова, који доносе прашину на морску површину. Свака је њена честица обмотана танким слојем ваздуха, који при падању у дубине постепено прелази у раствор. Али има океанских делова који не примају довољно ваздуха, нарочито ако су узвишењима или мореузима одсечени од слободног океана. Од њих је највећи и најпознатији Црно Море. Руским научним експедицијама је утврђено да се према дну садржина кисеоника смањује, до 1·55 цм³, да је заједничка садржина азота и кисеоника у великим дубинама знатно мања него на површини, и да се јако повећава садржина сумпороводоника. Тако су у лету 1891 и 1892 године владали оваки односи:

дуб	салин. ‰	O+N у цм³	сумпоровод. у цм³
0 м.	18·1	23·0	—
183	21·6	14·9	0·39
366	22·1	14·7	1·88
1464	22·5	14·85	4·44
2244	22·5	—	6·55

Повећавање сумпороводоника са дубином своди се делом на процесе труљење, а знатно већим делом на анорганске промене при дну Црног Мора, где излази из муља. Сумпороводничка киселина је јак отров.

[1]) *Аерација* је пуњење, одн. тежња за засићавањем течности са ваздухом или са гасом угљеног диоксида; од лат. *aer* = ваздух.

и зато у Црноме Мору престаје сав живот већ у дубини од 200 метара, са изузетком извесних бактерија. Истог отрова има у Каспијском и Аралском Језеру, па и у неким деловима Балтичког Мора, где бактерије при дну утичу на распадање органске материје.

Пошто је подела гасова у океану тесно везана са анималним и биљним животом, њихово је испитивање од великог значаја за зоологе и зоогеографе с једне, а за индустрију рибања с друге стране.

Треба споменути још једну важну чињеницу, да гасови при дну мора не стоје под притиском воде него под атмосферским притиском. Море се у томе погледу може упоредити са шупљикавом масом, у којој се гасови несметано крећу. То је разлог што гасови при дну водене масе не подлеже њеном притиску него притиску самих гасова од горе, а то је у овом случају ваздух.

Напослетку треба одговорити на питање коликом се брзином гасови распростиру у океанске дубине? О томе се може рећи само толико, да је дифузија гасова у океанској води изванредно спора. По лабораторијским опитима би се могло закључити да честица кисеоника у току године доспе од површине до 4 метра дубине, а у току једног столећа до 400 метара. Али изгледа да је у дубинама тај процес олакшан сталним падањем љуштура или животињских скелета, које собом повлаче и незнатну количину гасова, а без сумње и вертикалном циркулацијом океанских вода, јер дифузије мора бити из ма кога разлога, иначе би анималан живот у великим дубинама био немогућ.

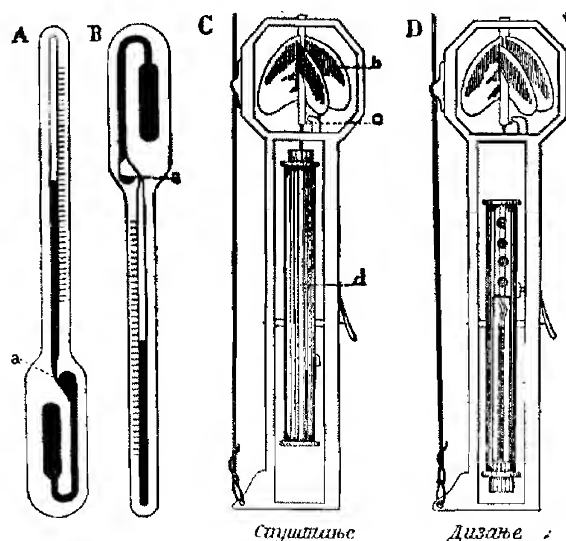
Температуре у океанима. — Поред општег значаја температура за биљни и нарочито анималан живот у океану, оне су исто тако важне за тачније одређење физичких особина, у првом реду густине океанских вода, и за испитивање струја. Из тих се разлога мерењу температура посветила велика пажња, на свима океанима и морима од површине до дна.

Температуре морске површине могу се мерити врло једноставно, са обичном термометром. Са предњег дела брода ведром се захити вода, у њу се спусти термометар, и после кратког времена је температура одређена. Много је теже одредити температуре у океанским дубинама, због великог терета воде, јер се у сваких 10 метара дубине притисак повећа за једну атмосферу. Тако би у највећој познатој дубини — 9788 метара — притисак био око 800 пута већи од притиска на морској површини. Покушајима је доказано, да се шупаљ ваљак од ливеног гвожђа, са зидовима од неколико центиметара дебљине, сасвим згњечио у дубини од 5000 или 6000 метара. То јасно указује колико велику моћ отпорности морају имати инструменти за испитивање физичких особина у океанским дубинама.

За мерење температура у дубинама морају се, дакле, узети нарочити термометри, који треба да задовоље два услова: 1. да поднесу врло велики притисак и 2. да покажу температуру онога места до кога су спуштени. Први такав тип конструисали су енглески механичари *Негрети* и *Замбра*. Њихов термометар се преврне баш у оној дубини за коју се хоће да одреди температура, и доцније, при дизању, не стоји ни под каквим утицајем топлотног стања околних водених слојева, кроз које пролази.

По своме саставу је тај тип термометра овакав (скица 223 A): Због огромних притисака у океанским дубинама термометар је затворен у цеви чврстог и дебелог кристала. У његовој унутрашњости, на прелазу од проширене куглице са живом у капилар, цев је на месту *a* толико сужена, да се жива прекине чим се термометар помери из усправног правца за 180⁰, и сва се сручи на други крај цеви (скица 223 B). Дужина откинутог стуба живе пропорционална је температури оног места у океану, на коме се термометар преврнуо.

Да би се стуб живе увек прекинуо на истој, тачно одређеној тачки, чињена су на инструменту многа побољшања, нарочито с погледом на облик оног суженог дела. Осим тога је у кристалну цев постављен други, помоћни термометар, који је утврђен поред великог термометра, у циљу да би се исправиле грешке услед незнатног ширења прекинутог стуба живе за време пењања, кад долази под све мање притиске. Корекције су у лабораторији унапред прорачунате, па се грешке могу лако исправити.



Скица 223.

Термометар је са нарочитим оклопом постављен у други део инструмента, т. зв. оквир, који дозвољава да се преврне на жељеном месту. У скици је под C изнесено какав положај има термометар у оквиру за време спуштања. На горњем крају су о усправну шипку *c* причвршћена крила *b*; њихов је задатак да одржавају положај оклопа *d* у коме је термометар. При спуштању се окретањем крила шипка *c* заврће, и термометар све стабилније стоји усправно у оквиру. Али се при почетку дизања крила почну окретати у противном правцу, шипка се постепено одврће и набрзо престане притискивати оклоп са термометром, који се под сопственом тежином преврне (скица 223 D). Тада

се жива код суженог дела цеви прекине, цео стуб се сручи на други крај цеви и у томе положају остане док се не извуче на палубу, где се непосредно прочита температура. Тако су добијени истинити докази о топлотним условима у дубљим деловима океана.

Раније су изнесени главни подаци о начину загревања и хлађења морских вода, и о дневним и годишњим променама температура на њиховим површинама[1]), те се одмах може прећи на питање о подели температура. О њој је отприлике исто онолико познато, колико се зна о облицима океанског дна, јер су већином једна мерења вршена истовремено са другима. Ипак о температурама има многобројнијих и сигурнијих података, нарочито при површини и у мањим дубинама близу обала.

Подела температура на океанским површинама. — На океанским површинама температуре зависе од неколиких чинилаца, али је најглавнији интензитет сунчевог зрачења. С тога су екваторијални делови океана стално топлији од поларних. У овим пределима се температура не би могла спустити испод тачке замрзавања, која се мења са количинама растворених соли. Чак се ни око антарктичких предела у зимским месецима нису опазиле ниже површинске температуре од —1·9°. Око екваторијалних предела су знатно више, преко 25°, а на доста великом делу пучине су веће од 28°. Још виших температура на морској површини има само у затвореним морима и у близини обала.

Код поделе средњих годишњих температура показују се изразите везе са географским ширинама, нарочито ако се прорачунају средње вредности за појасеве од 10° геогр. шир. на сваком од три океана[2]):

	С.70°—60°	60°—50°	50°—40°	40°—30°	30°—20°	20°—10°	10°—0°	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60° J.
Атлантски Ок	4·3°	8·9°	12·9°	20·3°	23·9°	25·6°	**26·8°**	25·7°	23·2°	21·2°	17·1°	9·5°	1·9°
Тихи Ок.		5·7	10·0	18·6	23·4	26·4	**27·2**	26·0	25·1	21·5	17·0	11·2	5·0
Индијски Ок.					26·1	27·2	**27·9**	27·4	25·9	22·5	17·0	8·7	1·6
цео океан	3·1	6·1	11·0	18·4	23·7	26·5	**27·3**	26·5	25·1	21·7	17·0	9·8	3.1

Ове вредности показују у првом реду потпуну правилност у опадању температура од екваторијалног појаса према половима, али уједно указују на доста велика одступања од нормалних услова. Пре свега исти појасеви северних ширина имају стално веће вредности од јужних, што значи да су делови океана на северној полукугли топлији. Друго одступање се огледа у доста великим неједнакостима температура на истом северном или јужном ширинском појасу трију океана. На субтропским и већим ширинама северне полукугле температуре су на површини Атлантског Океана знатно веће него на Пацифику. На тропским ширинама обеју полукугала, од 30° сев. до 30° јуж. шир., највише температуре има Ин-

[1]) *Загревање и хлађење мора*, стр. 382—385 и 387—388.

[2]) *Dr. Otto Krümmel*, l. c., стр. 401.

дијски Океан, а Тихи Океан има на јужној полукугли стално више температуре од Атлантика. Чак и ако се изведу средње температуре целе површине океана видеће се доста велике разлике. На Тихом Океану је средња температура његове површине 19.1°, на Индијском 17.0°, а на Атлантском 16·9°C. По томе излази, да је Тихи Океан на површини најтоплији. За цео светски океан, до његових крајних делова, добија се као средње топлотно стање температура од 17·4°C. Овде је урачунато и Северно Поларно Море, па је зато према Тихом Океану температура знатно мања.

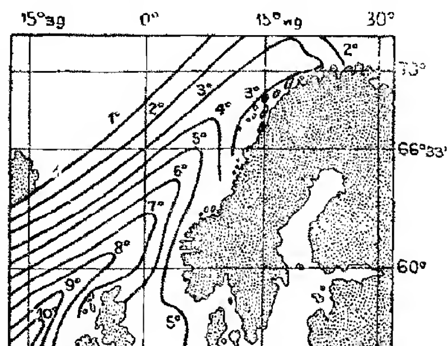
Још веће се неправилности у подели температура по океанским површинама показују у изотермним картама. Ако се узме карта са изотермама средњих годишњих температура и упореди са истом картом за температуре ваздуха, видеће се на први поглед доста велика подударања. Правац пружања изотерми у главном је исти на обема картама, али су свугде температуре морске површине веће од ваздушних, нарочито на великим ширинама. Највеће су средње годишње температуре око великих острва између Јужне Азије и Аустралије. Изотерма 28° повлачи се од јужног врха Цајлона ка екватору, одатле на Запад до 60° ист. дуж., па на ИЈИ преко Тимора, Нове Гинеје и, обухватајући у великом луку целу Меланезију, свија на ЗСЗ до Лузона, па на Југозапад, где завршава око ушћа Меконга. Друга најтоплија област је на Атлантском Океану, око Американског Средиземног Мора, где се изотерма 27° пружа од јужног врха Флориде на Југоисток, обухвата сва острва Великих и Малих Антила, и у лучном облику скрене на Запад, где око Кајене додирне обалу Јужне Америке.

Велики поремећај у нормалној подели температура настаје под утицајем океанских струја, које са екваторијалних предела могу преносити топлу воду на веће ширине, према половима, или са поларних ширина пренашати ледне масе и хладну воду на појасеве мањих ширина[1]). Тако се изотерме океанске површинске воде искриве: испупче се према Северу и Југу, одговарајући термичком утицају струја. Из тих разлога су океани од 40° сев. до 40° јуж. шир. при источним обалама већином хладнији него при западним, док су на већим ширинама источне обале океана топлије од западних, нарочито на северној полукугли. Најлепши пример температурног поремећаја представљају североисточне обале Северног Атлантика. Дуж британских и скандинавских западних обала креће се Голфска струја, која собом доноси велике количине магазиниране топлотне енергије. С тога изотерме добијају врло искривљене облике веома дугих језика, чији су врхови управљени према Североистоку. Графички је подела температура на томе делу океана приказана скицом 224, у којој изотерме означују зимске температуре (јануара и фебруара) на мор-

[1]) в. одељак *Океанске струје.*

ској површини, а средишни део би означавао термичку осовину, т. ј. матицу Голфске струје.

Због нагнутости земљине путање према небесном екватору услови за загревање морске површине нису увек једнаки, а последица тога су годишња колебања. Загревање је јаче при стрмијем падању сунчевих зракова него ако су коси; зато су мање ширине увек јаче загреване од већих, а годишња колебања се од екватора према половима повећавају. Ипак су, због велике специфичне топлоте воде[1]), колебања на океанским површинама доста незнатна, нарочито на пучини, где се у главном мењају од 5⁰ до 10⁰, али се у пределима близу обала повећају до 15⁰C. Већа се колебања јављају и на оним деловима океана где су добро развијене конвекционе струје, где се додирују хладне са топлим океанским струјама, што је случај између Лабрадорске и Голфске струје, или где се океанске струје у току године смењују, а с њима и топлотни услови, што се догађа у областима монсуна, нарочито око југоисточних обала Азије. При свем том су годишње амплитуде температура на највећем делу океанске површине незнатне. *Кримл* је прорачунао, да је на 267·5 милиона км² или на 74⁰/₀ океанске површине разлика између најхладнијег и најтоплијег месеца мања од 5⁰, а мања од 2⁰ је на површини од 87 милиона км².



Скица 224. — (по Utolm-у).

Међутим, годишње промене температура често нису правилне; не мењају се у сагласности са сунчевим кретањем по небу, нарочито у тропским пределима, где се местимично јављају неколико минима и максима температура. Те неправилности су у вези са чињеницом, што су водене честице покретне. Нормални су услови поремећени: 1. кретањем таласа, који непосредно мешају неједнако загрејане честице, тим више што је јаче таласање и што је море плиће, 2. кишама, које су увек хладније од воде на океанској површини, и 3. додиром воде на одређеном месту са околним топлијим или хладнијим водама, који је поремећај најчешћи у близини копна, око речних ушћа. Осим тога и брзине океанских струја подлеже колебањима, те у времену најбржег струјања изазову асцендентно кретање и издизање хладне воде из дубинâ до површине, да би се успоставила поремећена равнотежа наглим односањем водених честица са површине.

Подела температура у дубинама океана. — Код вертикалне поделе океанских температура могу се уопште издвојити три различита

---

[1]) в. стр. 382.

термичка слоја, са изузетком поларних ширина. Први је површински слој, који је приближно ограничен изобатом од 200 метара. У њему се јасно осећају годишња колебања температура, али се амплитуде са дубином смањују, исто онако као у копну, и температуре у главном врло нагло опадају са дубином. Али се местимице показало, да се годишње промене температура осећају и у већим дубинама; по Енглезима допиру до 275 метара, а у затвореним морима вероватно још дубље. Та дубина, наравно, зависи од неколико разних, и можда промењљивих услова, те се опште правило не може поставити.

У површинском слоју, нарочито код плитких мора, подела температура није правилна, зависи од многих локалних услова, као и од површинске температуре, а осим тога се мења према годишњим добима и превлађујућим ветровима. Али се у дубини од 200 метара температуре много разликују од површинских. У тим дубинама су врло знатно смањене на екваторијалном појасу, где спадну испод 15⁰, а у истој дубини је најтоплија вода око повратника, са температурама изнад 15⁰C.

Испод површинског долази средњи слој, чија се дебљина мења од 700 до 1500 метара. У томе појасу температуре још осетно опадају, али спорије него у површинском слоју. Његове особености у средњем слоју ишчезавају и температурна подела по упоредницима је правилнија. Али су и у томе појасу, у дубини од 400 метара, температуре око екватора ниже, од 8⁰ до 11⁰, него на већим ширинама, где се око 30⁰ геогр. шир. на доста великом простору повећају до 12⁰, 14⁰, па и 16⁰C, нарочито на Северном Атлантику. Најниже су температуре око антарктичког копна, где спадну испод 0⁰, и по томе је у тој дубини целог океана екстремна разлика у температурама нешто већа од 16⁰C. — У дубини од 1000 метара подела температура је још једноличија. У Тихом Океану се на појасу од 50⁰ сев. до 55⁰ јуж. шир. смењују температуре од 3⁰ до 7⁰, а на највећем делу од 4⁰ до 5⁰. У Атлантском Океану су максималне температуре нешто веће од 9⁰ источније од Бреста, па на Југозапад до 33⁰ сев. шир. и одатле на Исток преко Мадејре до Марока, а минималне су нешто ниже од 2⁰ у околини североисточних обала Северне Америке. Од 15⁰ сев. шир. према екватору температуре су ниже од 5⁰, а према већим ширинама се повећавају до приближно 35⁰ сев. шир. Најтоплији је у тој дубини Индијски Океан. У њему су од арабијске обале до Бомбаја веће температуре од 11⁰, али се према Југу постепено смањују; око 10⁰ сев. шир. спадну до 8⁰, а од 5⁰ сев. до 45⁰ јуж. шир. се на већој половини температуре мењају од 4⁰ до 5⁰. У тој је дубини екстремна разлика у температурама целог океана нешто већа од 9⁰C.

Најпосле долази дубоки слој, који — према дубини дна — може имати дебљину од неколико километара. За њега је карактеристично да температуре са дубином врло споро опадају или остају константне,

и да у истим дубинама владају готово исте температуре и исти салинитет. У дубини од 3000 метара Тихи Океан на појасу од 50^0 сев. до 55^0 јуж. шир. нема већих разлика у температури од $1{\cdot}6^0$ до $2{\cdot}7^0$, Индијски Океан од $1{\cdot}3^0$ до $2{\cdot}9^0$, док Атлантски Океан северно од 40^0 јуж. шир. нема нигде нижу температуру од 2^0, а само је на источном делу Гинејске струје и у Саргасо Мору[1]) већа од 3^0, са максимумом $3{\cdot}7^0$C. На том су нивоу екстремне разлике у температурама целог океана смањене на минимум, на $2{,}4^0$C.

Али у абисалној области, испод 4000 метара, настаје у подели температура релативно веће шаренило, јер се од тих дубина на огромним просторима равног океанског дна појављују појединачна удубљења, потолине и казани, а узвишења између њих представљају неку врсту субокеанских развођа. Главне одлике тих океанских делова су, што од оних дубина, где почине удубљивање, имају до дна скоро непромењљиву температуру, која је у разним удубљењима различита, али су разлике доста незнатне. У северном делу Тихог Океана, где му се дно највећим делом спушта испод 5000 метара, температуре су од 4000 метара до дна $1{\cdot}6^0$ до $1{\cdot}7^0$. У кориту Јужне Аустралије и суседном делу главне котлине Индијског Океана, уз западну обалу Аустралије, владају при дну температуре од $0{\cdot}8^0$ до $0{\cdot}9^0$, док су на Атлантском Океану у Аргентинској котлини подинске температуре тек $0{\cdot}1^0$ до $0{\cdot}4^0$, а у кориту Јужне Африке, источно од централног атлантског узвишења, несравњено веће, од $2{\cdot}0^0$ до $2{\cdot}6^0$C. У Северном Поларном Мору, у извесним деловима Јужног Атлантика и Тихог Океана температуре при дну спадну до $-0{\cdot}5^0$ и $-1{\cdot}0^0$C, јер у сланој води замрзавање почиње при доста нижој температури него у слаткој. Уопште се може рећи, да су температуре при дну океана на умереним ширинама тим ниже што су у слободнијем саобраћају са поларним морима.

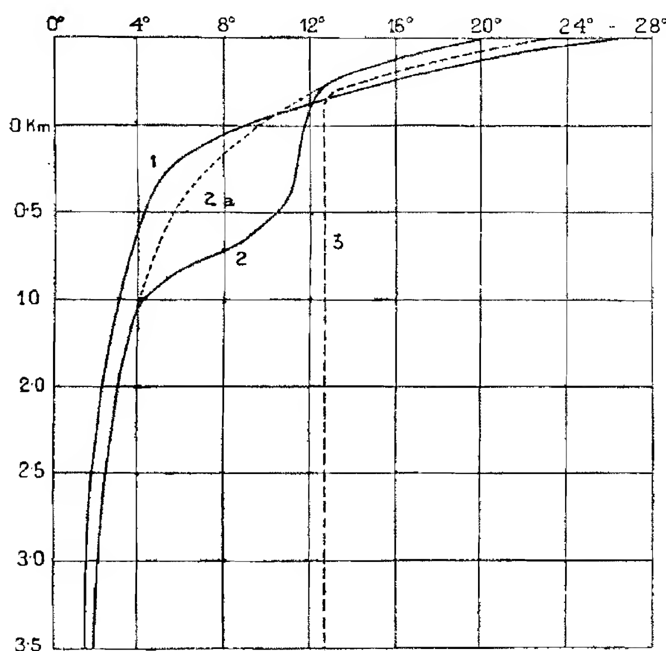
Као пример вертикалне поделе температура у океанима може послужити скица 225, у којој је приказана подела у Атлантском Океану, на екватору (1) и под 36^0 сев. шир. испред Гибралтарског Мореуза (2). На апсциси су унесене температуре, а на ординати дубине до 3500 метара. Из скице се јасно види, да су температуре екваторијалних предела само до 400 метара дубине веће него у субтропским, а у свима дубљим слојевима су ниже, али то није опште правило. Осим тога се од мањих према већим ширинама кривина курви смањује, јер се у истом правцу смањују и разлике у температури површине и дна, те се на великим географским ширинама правац кривине промене. То се догађа на извесним деловима антарктичких предела, где су температуре на океанској површини ниже од 0^0C и са дубином се повећавају, што се види из скици 226 (I).

---

[1]) в. поглавље *Системи океанских струја:* I. *Струје на Атлантском Океану.*

То је место око 68° југ. шир. и 70° зап. дуж., у близини Грехемове Земље.

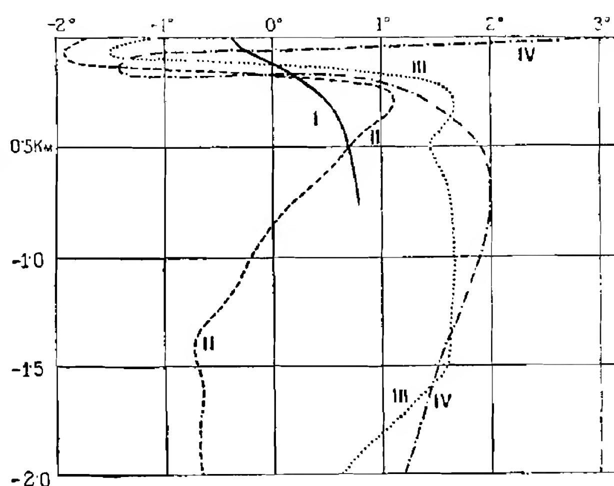
Уопште је подела температура у океанима поларних предела особена и у графичком приказу има чудноват изглед. Тако се у централној котлини Поларног Мора око 84°30′ сев. шир. и 85° ист. дуж., северо-источно од Земље Франца Јосифа, температуре до извесне дубине врло нагло повећавају, од —1·8° у површинским слојевима до 1·1° у дубини од 250 до 350 м., а одатле се са дубином прво брже, а после спорије смањују до — 0·7° у 1500 метара (скица 226 II). На том је месту између површинског и дубоког слоја хладне воде утиснут слој знатно топлије воде. Такав распоред се не може друкчије протумачити до доношањем топле воде с Југа, и то топле воде која је сланија и тежа од површинске. Нешто друкчији су односи, а кадикад и супротни, на најјужнијим деловима океана, око Антарктика. Там је на његовој источној половини, око 62° југ. шир. и 56° ист. дуж., северно од Земље Ендербиа и Кемпа, површински слој до 100 мет. дубине хладнији од — 1°, али се већ у дубини од 175 метара температура повећа до 1·1°, од 200 до 1500 метара је скоро константна, око 1·6°, а дубље почне постепено опадати, и на дну, у 4636 метара, смањи се до — 0·4°C (III). И ту се између два хладна слоја увукао топлији, али знатно дебљи слој воде, који је несумњиво сланији и свакако пореклом са умерених предела. Он врло знатно утиче на топљење најдубљих делова ледних брегова. На западнијем делу Антарктика, на 61° југ. шир., 63° зап. дуж., између Огњене Земље и Јужних Шетландских Острва, температурна подела је обрнута према подели на Поларном Мору: ту се око 100 метара дебео слој хладне воде налази између два знатно топлија слоја (IV). Та аномалија, међутим, нема самосталан значај него је искључива последица јачег загревања површинских вода, јер од 100 метара дубине има готово исти облик као типови II и III у скици 226.



Скица 225. — Вертикална подела температура у Атлантском Океану и Средиземном Мору.

По неким би подацима изгледало да топлота земљине унутрашњости донекле утиче на топлотно стање воде око океанског дна, јер је *Нансен*

по мерењима у централној котлини Поларног Мора у августу 1894 год. закључио, да постоји врло незнатан, али јасан и правилан прираштај температура од 2900 метара до дна[1]): 2900 м. —0·76°, 3000 м. —0·73°, 3400 м. —0·69°, 3800 м. —0·64°C, а то се показало и на неким другим местима. Сигурније је, међутим, да се у муљу океанског дна температуре са дубином прилично брзо повећавају, док на копну сталан прираштај почиње тек од неутралног слоја[2].) Осим тога изгледа да има разлика између севернијих и јужнијих мора, или — можда — између зимских и летњих услова, или оба чиниоца. Тако је *Петерсен* за време зиме у плитким деловима Категата вршио на неколико места мерења и дошао до ових вредности: температура морске воде при дну 2·7°, у најгорњем слоју муља 6·2°, а у дубини око 110 центиметара 7·5°C; тиме је објаснио, што се извесне рибе, међу осталима јегуља, зими зато укопају дубоко у муљ да би се очувале од хладноће, а иначе живе при дну[3]). На Јадранском Мору је исто одређење вршено око највеће дубине крајем августа 1912 год. и после пола часа мерења се видело, да је температура воде при дну 12·59°, муља у дубини 80 цм. 12·61°, у 120 цм. 12·65°, што би одговарало прираштају од 5°C за сваких 100 метара дубине[4]).



Скица 226. — Вертикална подела температура у океанима на субполарним и поларним ширинама.

Према свима напоменама и графичким приказима излази, да се неправилности у термичкој слојевитости јављају у површинским деловима океана, и заиста су најчешће до дубине од неколико стотина метара. Али се вертикална подела температура јавља у неколико облика, и да се не би морала у сваком случају описивати, добили су нарочите ознаке, исто онако као и разне врсте поделе салинитета. Ако је температура од површине до дна иста, вода је *хомотермичка*. Има и хомотермичких површинских и подинских слојева, ако је температура од површине до

[1]) *Fridtjof Nansen, Some Results of the Norwegian Arctic Expedition 1893-96.* The Geogr. Journ. Vol. IX. 1897., стр. 499.

[2]) в. *Топлота у земљином телу,* стр. 209 и *Загревање и хлађење копна,* стр. 377 и 379—381.

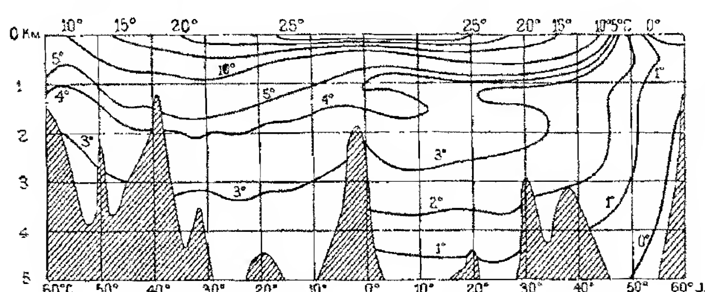
[3]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 379—380.

[4]) *Dr. Alfred Grund, Die siebente Terminfahrt S. M. S. „Najade" in der Hochsee der Adria vom 16. August bis 11. September 1912.* Mitt. d. k. k. Geogr. Ges in Wien 1913., стр. 167—168.

одређене дубине, или од дна на више, у целом воденом стубу једнака. У свима осталим случајевима подела је *хетеротермичка*, а код ње има неколико типова. Ако температуре од површине стално опадају влада *анотермичка* слојевитост, која је нормално стање на океанској пучини и у споредним морима мањих географских ширина. У обрнутом случају, ако је вода на површини хладнија, а према дну све топлија, слојевитост је *катотермичка*; ње може бити у случајевима, где најгорњи слој има најмањи салинитет, па се са дубином повећава и он и специфична тежина воде. Такво је зимско термичко стање на споредним морима већих ширина. Доста је честа *дихотермичка* слојевитост на многим споредним морима већих ширина у најтоплијим месецима, када се између два топлија слоја увлачи један хладнији. У тим случајевима температуре опадају од морске површине до одређене дубине, па се после понова повећавају. Последњи је облик *мезотермичке* слојевитости[1]), т. ј. постепеног приraштаја температура од површине до извесне дубине и даљег опадања. Тада су површински и подински слој хладнији од међуслоја, — доста чест случај на великим ширинама.

Нормално је стање, као што је у почетку споменуто, постепено опадање температура са дубином. Да је море на површинама топлије него у већим дубинама знао је још *Аристотелес*, али није познато на који је начин дошао до тог сазнања. Међутим су прва мерења температура на правој научној основи много доцнијег датума. Први је вршио дубинска мерења *Марсињи* 1706 и 1707 године око француске Провансе и на тај начин открио хомотермију Средиземног Мора, о којој ће се мало доцније изнети тачнији подаци.

Општи преглед вертикалне поделе температура у Атлантском Океану показује скица 227. Профил пролази скоро кроз његове средишне делове, по меридијану 30⁰ зап. дуж., од 60⁰ сев. до 60⁰ јуж. шир. Распоред изоплета[2]) јасно указује на опште смањивање температура са дубином, али се поред тога види и нешто друго. Изотерме се у близини термичког екватора ближе површинским слојевима, док су на већим тропским ширинама спуштене до већих дубина, па се тек даље понова дижу према површини. Атлант-



Скица 227. — Изоплете Атлантског Океана дуж. 30⁰ зап. дуж.

[1]) Сви ови термини су састављени по грчким речима: θέρμη = топлота и ὅμος = једнак, исти; ἕτερος = други; ἄνω = горе; κάτω = доле; μέσος = средњи; δίχο = у два дела, од глаг. διχάζω = предвојити.

[2]) в. појам *изоплета* на стр. 381.

ски је Океан око екватора од површине до приближно 1000 метара хладнији од воде у истим дубинама на већим тропским ширинама, што ће се објаснити у даљем излагању.

Температуре у затвореним и ивичним морима. — Све што је напред изнесено о хоризонталној и вертикалној подели температура вреди у главном за океане. У затвореним и ивичним морима се услови поделе температура, као и салинитета, мењају. За њихове односе је меродавна висина подинског узвишења, односно дубина т. зв. седла, а код затворених мора мореуза, којима су одсечена од слободног океана, чиме је спречен прелив хладне воде из његових великих дубина.

Типски пример таквих услова је *Европско Средиземно Море*. Оно комуницира са Атлантским Океаном само преко Гибралтарског Мореуза, који је на најужем месту широк око 14 километара и није дубљи од 360 метара. Осим тога је Средиземно Море са свих страна ограничено копном на релативно узан појас, од 30° до 45° сев. шир. То му омогућава да боље очува магазинирану топлоту и да ју конвекцијоним струјама, или на други начин, спроведе до дна. На његовој површини се температуре повећавају од Севера према Југу, т. ј. од већих према мањим ширинама, и што је још важније од Запада према Истоку. Овде ће се изнети средње температуре појединих делова Средиземног Мора[1]) у четири годишња доба, али не у климатолошком смислу, јер се фазна времена у водама задоцњавају, и зато сам за зиму узео месеце јануар, фебруар, март, а по три идућа месеца за даља годишња доба:

		I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	год.	кол.
Балеарско Море	36° до 44° с. ш., 5° з. до 10° и. д.	13·8°	17·5°	23·4°	17·7°	18·1°	10·6
Тиренско Море	38° до 44° с. ш., 10° до 15° и. д.	13·7	17 5	24·1	18·2	18·4	11·4
Јонско Море	34° до 38° с. ш., 10° до 25° и. д.	15·1	18·5	24·7	20·0	19·6	10·6
Левант. Море	32° до 34° с. ш., 20° до 32° и. д.	16·4	19·8	25·3	21·4	20·7	9·6

Веће температуре на источној половини Средиземног Мора нису само последице њеног континенталнијег положаја и мањих географских ширина, него делом и струјања специфично лакше атлантске воде у површинским слојевима. Она је хладнија и има донекле расхлађујући утицај на површинске слојеве најзападнијих делова Средиземног Мора.

У вертикалној подели температура појављују се у разним годишњим добима доста велике разлике, бар у неколико стотина горњих метара. За летње је месеце карактеристично врло нагло смањивање температура до дубине између 120 и 250 метара, дакле анотермичка слојевитост, а одатле до дна је вода хомотермичка. *Карпентер* је у лету 1870 и 1871 год. вршио мерења на неколико места и по њему је на 36°2′ сев. шир. и

---

[1]) *Deutsche Seewarte, Wind, Strom, Luft- und Wassertemperaturen auf den wichtigsten Dampferwegen des Mittelmeers.* Beilage zu den Annal. der Hydrographie u. marit. Meteorologie 1905., 60 стр. са 14 таблица.

4°40' зап. дуж., на пучини између Шпаније и Марока, овака подела температура, која је графички приказана у скици 225, под 3:

дубина	0	20	40	60	80	100	120	140	180	1070 м.
темпер.	24·2°	20·4	18·2	16·9	15·9	15·1	14·6	13·9	12·9	12·8

Доцнијим је испитивањима доказано, да се тенденција за анотермичком слојевитошћу јавља већ у пролетњим месецима, априлу и мају[1]), али су разлике у температури морске површине и дубоких, хомотермичких слојева, наравно, знатно мање но у летњим месецима, око 2° према 10° до 12° C.

По теорији би у зимским месецима владала хомотермија у свима дубинама, од површине до дна, јер хлађењем водене честице при морској површини постају специфично теже, па конвекционим струјама и адвекцијом бивају однашане у веће дубине, тим дубље што је дуже и интензивније хлађење[2]); али су данске експедиције утврдиле да има доста великих одступања од теоретских услова. Потпуна хомотермија у истини не постоји, па ипак се на пучини испред алжирских обала (станица I) и нарочито Тиренског Мора, југозападно од Рима (станица II), јавља врло изразита тежња за хомотермичком слојевитошћу, док на пучини Јонског Мора, југозападно од Крфа (станица III), температуре до 600 метара доста правилно опадају, а тек одатле владају донекле хомотермички услови. Јасније се види истинска подела из ових цифара[3]:)

дубина		0	50	100	150	200	300	500	800	1250	1500 и.
станица	I	14·2°	14·4	14·25	14·0	13·15	13·55	13·1	12·9	12·9	12·95
„	II	13·6	13·7	13·6	13·8	13·8	13·9	13·9	13·5	13·3	13·2
„	III	16·6	16·6	15·4	14·5	14·7	14·3	13·9	13·7	13·8	13·85

Најближи су услови хомотермије на станици II; станица I показује већ слабу анотермичку слојевитост, а на станици III је још изразитија, јер је разлика у температури површине и дубине од 1500 метара скоро 3° C. Ниска температура морске површине на станици II могла би се објаснити већом географском ширином према станици I[4]), а можда и тиме, што је на овој мерење вршено у децембру, а на првој у јануару идуће године, до кога је времена хлађење морске површине трајало много дуже. Из горњих цифара се може извући још један много важнији закључак, да ове три станице у дубинама испод 800 метара немају исте температуре, и ако су на свакој од њих доста блиски услови хомотермије. Наиме, у тим су дубинама температуре тим веће што је источнија ста-

[1]) *J. Richard, Résultats des campagnes scientifiques accomplies sur son yacht par Albert Ier Prince Souverain de Monaco.* Fascicule XXIX. *Mémoires océanographiques* par *J. Thoulet.* Monaco 1905, стр. 82.

[2]) в. стр. 383—385.

[3]) *J. N. Nielsen, Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters,* l. c.

[4]) в. географски положај станица на стр. 627.

ница, а то је доказано и за површинске температуре. Може се, дакле, рећи, да је у свакој источнијој котлини Средиземног Мора вода од површине до дна топлија. То су најважнији резултати новијих испитивања.

По целом излагању излази да се температурна колебања у Средиземном Мору од површине према дубинама смањују, и да од извесних дубина до дна владају у току целе године подједнаки топлотни услови, и ако не потпуно хомотермичког карактера. Али је питање зашто се они одржавају годинама? То је у првом реду последица затворености Средиземног Мора према Атлантском Океану. Хладна и густа вода из дубоких слојева Атлантика нема никакав услов да продре у Средиземно Море, јер се због веће тежине не може ни у ком случају дизати преко топлијих и лакших водених слојева, да би се излила преко Гибралтарског Мореуза. Из тога разлога вода у дубљим деловима Средиземног Мора има у главном исте температуре, које се доста добро подударају са температурама морске површине у најхладнијем месецу, или, ако се хоће, годишњем добу. Око Гибралтарског Мореуза је површинска температура воде у најхладнијем месецу 12·8°C, а толика је и од 220 метара до дна. А пошто је морска површина у зимским месецима најхладнија, водене су честице много гушће, па по томе и теже, а то је повољан услов за развитак вертикалне термичке циркулације, т. ј. конвекцијоних струја, при којима најхладније и најтеже честице тону, а на њихово место долазе нешто топлије и лакше честице из дубљих слојева, које се на површини почну такође хладити. Али је по *Хану* још важнија адвекција, т. ј. мање више хоризонтална кретања воде, којима бивају доста споро донашане расхлађене водене масе са северних обала Средиземног Мора ка најдубљим местима у котлини. Зиме су тамо довољно оштре, и вода се може толико расхладити, да ниске температуре водених честица надјачају нешто мањи салинитет и добију толику специфичну тежину да се спусте до дна. Оне се на целом путу додирују са топлијим масама воде, загревају се, и у велике дубине не доспу са оноликим температурама, колике су имале при почетку адвективног кретања[1]).

Због својих знатно виших температура, нарочито у већим дубинама, Средиземно Море има велики значај на поделу топлоте у дубљим слојевима Атлантског Океана изван Гибралтара, исто онако као и на салинитет. Већ у дубини од 180 метара почне струјати сланија, тежа, а уједно и топлија вода из Средиземног Мора у Атлантик, као компензација површинске струје, која се креће у супротном правцу. Чим се вода излије из Гибралтарског Мореуза, она се као тежа спушта у дубине, али у

[1]) *J. Hann, Das Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer.* Met. Zeitschr. 1908., стр. 215—219. — *O. Krümmel, Zum Problem der vertikalen Temperaturverteilung im östlichen Mittelmeer,* ibid., стр. 323—324. — в. на истом месту и стр. 324—325, 515—518 и 564—565.

Атлантском Океану наилази на све хладнију воду и на целом путу ју загрева, док не исцрпе своју топлотну енергију и изједначи се са температурама околне атлантске воде. Из тог је разлога вертикална подела температура изван Гибралтара јако поремећена, што се види из графичког приказа у скици 225. У њој је подела температура у Средиземном Мору приказана кривом линијом 3, а у Атлантском би Океану, на истој ширини, нормална подела температура одговарала испрекиданој линији 2а, док је истинита подела означена линијом 2. За толико су дубљи водени слојеви Атлантика топлији под утицајем Средиземног Мора. У хоризонталном правцу се, у дубини од 365 метара, изотерма од 12°С пружа од 40° сев. шир., при португалској обали, ка Северозападу до 30° зап. дуж., а одатле на Југозапад до 50° зап. дуж., скоро до Бермуда, док се у дубини од 915 метара изотерма од 10° пружа од Рабата на мароканској обали ка Западу, до 20° зап. дуж., а одатле у великом луку на Север и Североисток у правцу Бреста, најзападнијег дела Француске. Целе те површине су топлије од околних делова Атлантског Океана захваљујући топлијој води из Средиземног Мора[1]).

У *Јадранском Мору* су услови поделе топлоте донекле слични односима у Средиземном Мору. На његовој површини и у мањим дубинама јављају се доста велика колебања температура, а изотерме морске површине прилично се правилно повинују конфигурацији Јадранског Мора. При крају зиме су температуре морске површине најниже на плитком, северном делу, па се у главном према Југу повећавају. Али је карактеристично, да су на пучини осетно веће него у самом приморју. По тима се чињеницама може рећи, да у зимским месецима температуре опадају од Југа према Северу и од пучине према обалама. Најниже су температуре већином на оним местима, где се у море уливају велике реке, нарочито По и Таљаменто, чији се утицаји осећају до 20 и више километара далеко од обале. Ниже су температуре и у Шибеничком Заливу, под утицајем хладне Крке, а релативно ниске су у Боки Которској. Наравно да су разлике у површинским температурама од једне до друге зиме доста велике. Блага зима 1911/12 године била је према ранијој толико топлија, да је површина Јадранског Мора имала за 1° до 2°, а у дубини од 100 до 150 метара до 1°С веће температуре, док је Залив Венеције био за 2° до 3°С топлији.

Врло нагло опадање температура према Северу на површини северозападног дела Јадрана, а много спорије на његовој јужној половини, иде у прилог мишљењу да је само делимично последица већих географских ширина, а више великих река, нарочито од Трста до Равене, које

---

[1]) в. *Johan Hjort, The „Michael Sars“ North Atlantic Deep-Sea Expedition, 1910.* The Geogr. Journ. Vol. XXXVII. 1911., стр. 354 и 356.

своју воду доносе са врло хладних континенталних предела, па је и она знатно хладнија од јадранске воде. Исто тако ниске, или бар ниже, температуре у близини обала указују на утицаје расхлађеног копна и ваздуха изнад њега, али упада у очи да је морска површина дуж италијанске обале хладнија од далматинске.

У вертикалној подели температура не показује се никаква правилност, особито на северном делу Јадранског Мора. Тамо су на профилу Венеција—Ровињ крајем фебруара 1911 год. били услови катотермичке слојевитости, крајем идуће зиме, ближе Венецији, анотермички, а ближе Ровињу катотермички и мезотермички услови, док је крајем фебруара 1914 год. владала на западној половини профила у главном катотермичка, а на источној хомотермичка слојевитост. Тек су на јужнијим деловима услови за зимску хомотермију повољнији, али ни ту није потпуна, нити се осећа до дна, него у већим дубинама више превлађује анотермичка слојевитост, а ближе уз италијанске обале и тенденција за катотермијом. Правилнија се вертикална подела температура добија, ако се узму средње вредности вишегодишњих посматрања, у овом случају за крај зиме 1911, 1913 и 1914 године, на три места по централној осовини Јадрана. Географски положаји тих места су на профилу Венеција—Ровињ 45°13′ с. ш., 13°4′ и. д. (станица I), на профилу Анкона—Дуги Оток 43°56′ с. ш., 14°15′ и. д. (станица II), на профилу Бари—Дубровник 41°54′ с. ш., 17° 30′ и. д. (станица III), а њихове средње температуре у разним дубинама изнесене су у таблици на страни 656.

Изгледа, да је при крају зиме на пучини између Венеције и Ровиња нормалан услов слаба катотермија, што би се у плитком мору могло протумачити хладним речним водама, чија је специфична тежина мања, па се могу одржати на површини јадранске воде, и врло ниским ваздушним температурама, док на станици II владају услови анотермичке слојевитости, која је у горњих 50 метара доста неизразита, јер се температура смањи тек за 0·23°. На пучини профила Бари—Дубровник хомотермија је потпунија бар до 50 метара дубине, а одатле до 500 метара температуре врло споро опадају, и тек су у 1000 метара дубине за 0·8° С ниже од температуре на морској површини.

При крају пролећа су температуре на површини Јадрана знатно веће; на северном делу су повећане за 7° до 14°, на средњем делу мање, а на јужној половини за 3° до 6° С. За крај маја 1911 и 1913 год. нарочито је карактеристично, да су на пучини између Истре и италијанске обале температуре биле за 1° до 3° више него на пучини јужне половине. По томе се може закључити, да загревање површине Јадранског Мора није пропорцијонално разликама у географским ширинама, него се северна пучина брже загрева од јужног дубоког мора, вероватно због његовог снажног таласања, при коме се вода загрејане површине

меша са хладнијом водом из већих дубина. Иначе је морска површина на пучини топлија него при обалама, и ако се копно до тог доба доста јако загрејало, осим тога је при западној обали топлија него при источној. Те разлике се могу објаснити чињеницом, што су источне обале Јадрана расхлађене хладним изворима из крша, а западне топлијим речним водама. Али се у вертикалној подели температура није могао доказати расхлађујући утицај извора са морског дна. Јер, као што је при крају зиме, исто је тако и при крају пролећа најхладнија вода при дну стално на италијанској страни, а не при далматинској обали и острвима. Ту су температуре при дну често знатно веће него на другој страни. За вертикалну поделу температура је карактеристично, да у целом Јадранском Мору влада анотермичка слојевитост, ма да се где где у горњим слојевима појављује тежња за хомотермијом.

Крај климатолошког лета је време, у коме је морска површина најтоплија, али изотерме не показују правилност у облицима и подели. Сваке им је године облик и распоред нешто друкчији. Ипак се може закључити да су при крају лета разлике у температурама површине Јадранског Мора незнатне; на пучини од северног до јужног краја нису веће од 3^{0}, и у томе се правцу температуре у главном повећавају. Осим тога су температуре у близини копна ниже него на пучини, из истих разлога као при крају пролећа. Код вертикалне поделе температура највише упада у очи чињеница да у површинским слојевима највећег дела Јадрана врло споро опадају, а тек дубље нешто брже, и да се у неким случајевима појави велики температуран скок. Да би се видели општи услови вертикалне поделе температура изнесене су у приложеној таблици одговарајуће вредности за споменуте три станице на пучини:

дубина	0	5	10	20	30	50	70	100	500 м.	
станица I.										
крај зиме	7·33		7·96	8·09	8·37					
крај лета	23·47		21·64	16·43	15·12					
колебање	16·14		13·68	8·34	6·75					
станица II.										
крај зиме	11·75	11·68	11·65	11·65	11·58	11·52	11·08			
крај лета	23·05	22·98	22·98	18·81	15·82	14·29	13·25			
колебање	11·30	11·30	11·33	7·16	4·24	2·77	2.17			
станица III.										
крај зиме	13·41	13·54	13·43	13·44	13·45	13·38		13·35	13·19	
крај лета	23·59	23·72	22·54	17·22	15·81	14·07		13·67	13·29	12·77 (1100 м.)
колебање	10·18	10·18	9·11	4·22	2·44	0·69		0·32	0·10	

На пучини између Венеције и Ровиња слојевитост је анотермичка, као и на две друге станице, али је на станици II до 10 метара дубине хомотермија настала конвекцијоним струјама, а на пучини између Бариа и Дубровника је до 5 метара дубине катотермија, а одатле до дна ано-

термичка слојевитост. Не би се смело рећи, да је на томе месту мезотермичка слојевитост, јер је горњи, хладнији слој врло незнатне дебљине, а температурна разлика између њега и дубљег, нешто топлијег, слоја није довољно велика.

При крају јесени су у подели површинских температура донекле успостављени нормални услови, јер су на севернијим деловима Јадрана ниже него на јужнијим, и на целом мору доста ниже но при крају лета. Али се према нормалним летњим условима у толико разликују, што је источна половина Јадрана стално топлија од западне. Осим тога су температуре на пучини јужног Јадрана у разним годинама константније од северног, где су се у периоди од 19. новембра до 7. децембра 1912 год., северније од 44^0 шир., мењале од 9^0 до 14^0, а идуће године, у периоди од 16. до 24. новембра, од 15^0 до 18^0C. У истим временима су јужније од 42^0 сев. шир. владале температуре од 14^0 до 17^0, односно од 15^0 до 18^0C. Море је тада подложно хлађењу, будући се магазинирана топлота у летњој половини године почела трошити вертикалним конвенцијоним кретањима. У томе добу конвенција допире до 30 и 50 метара; до тих је дубина вода већином хомотермичка, са слабом тенденцијом за катотермичком, ређе за анотермичком слојевитошћу, а у већим дубинама температуре доста нагло опадају. Те односе јасно показују ова два примера, први за станицу II на пучини између Анконе и Дугог Отока и други за станицу III на пучини Бари—Дубровник[1]):

дубина у м.	0	10	20	30	50	70	100	200	500	1000
станица II	15·71^0	15·80	15·79	15·78	15·82	15·63				
„ III	15·28^0	15·31	15·29	15·28	14·59		13·87	13·70	13·32	12·63

Ово су средње температуре, прорачунате по подацима за 1912 и 1913 годину.

Напослетку се из таблице на прошлој страни види, како се годишња колебања температура доста правилно смањују од површине према дубинама, и од већих према мањим географским ширинама, што потпуно одговара теоретским условима.

Американско Средиземно Море има и у подели температура друкчији карактер од европског, због много ширих веза са слободним океаном. Средње годишње температуре његове површине доста правилно опадају од Југа према Северу, од $27·5^0$ до испод 25^0, и изотерме се у главном пружају од Запада ка Истоку; услови су скоро исти онаки као што су на истим ширинама Атлантског Океана[2]). Због релативно малих географских ширина површинске су температуре на Американском Средиземном Мору и при

[1]) њихов географски положај в. на стр. 627.

[2]) *Dr. Gerhard Schott, Salzgehalt und Dichte der Meeresoberfläche in den westindischen Gewässern*, l. c., карта средњих годишњих температура. — *Al. Agassiz, Three Cruises of the Blake*" Tome I. Cambridge 1888., стр. 217—239.

крају зиме, у фебруару и марту, врло високе, и блиске средњој годишњој вредности. То је узрок, што у целој години влада врло изразита анотермичка слојевитост, али од 1700 метара до највећих дубина све три његове котлине: Мексиканска, Јукатанска и Караибска имају исту температуру, 4·2°C. Толико ниске температуре у хомотермичким дубоким водама могу се објаснити чињеницом, што је Караибско Море код Малих Антила непосредно везано са Атлантским Океаном до 1500 и 1280 метара дубине, а баш у њима има западна половина Атлантског Океана температуру између 4° до 4·5°C.

Сасвим особену поделу температура имају Црвено Море и Перзијански Залив. *Црвено Море* се одликује врло великом топлотом на своме јужном делу, где је опажени максимум температуре на површини био 32·5°, а минимум 23°. Од 700 метара дубине до дна влада хомотермија са температуром од 21·5° C, али је у тим дубинама специфична тежина воде и садржина соли мања. У супротности са хоризонталном поделом салинитета Суецки Залив има осетно ниску температуру, а и вода у Заливу Акабе је хладнија него у самом мору. Иначе је морска површина при арабијској обали за 1° до 2° топлија од воде при египатској обали[1]). У *Перзијанском Заливу* је подела температура у тесној вези са површинским струјама, које су раније споменуте[2]). Њима је изазвана велика противност између североисточне и југозападне стране залива, нарочито зими, па и у прелазним годишњим добима; зато вода из Индијског Океана, која струји уз перзијанске обале, има у зимским месецима температуру од 20°, док је од Шат ел Араба низ египатску обалу за 5° C нижа, због утицаја хладнијих речних вода са Севера. Усред лета су сви ивични делови за 2° и више топлији од централног северног дела, на коме су температуре ниже од 30° C. Из свих споменутих разлога је годишње колебање површинских температура најмање у Оманском Заливу, па и ту је на источној страни мање, тек 2° до 3°, него на западној, где је код Маската 7°, а највеће је на северозападном делу Перзијанског Залива, код Бушира и Ел Куејта, где се повећа до 15° односно 17°C[3]).

Бело Море је ивични огранак Поларног Мора, у субполарним пределима. Оно подлежи у зимским месецима толико јаком хлађењу да чак и температура дубоких вода спадне готово до тачке замрзавања. На улазу у Бело Море, т. зв. горло (грло), цео је стуб воде, са салинитетом од 34·85°/₀₀, расхлађен до — 1·9°, а у средишним деловима, са садржином соли од 30·1°/₀₀, до —1·6°C. За време лета се температура

---

[1]) *J. Luksch,* в. цитат 1. на стр. 633.

[2]) на стр. 632.

[3]) *G. Schott, Ozeanographie und Klimatologie des Persischen Golfes und des Golfes von Oman,* I. c

на површини знатно повећа, до 13⁰ и више, али је већ испод 30 метара дубине нижа од 0⁰, а испод 120 метара — 1·6⁰C, иста онолика као за време зиме[1]).

Узрок ниским температурама океанске воде у великим дубинама. — Напред се на примерима показало, да се температуре у океанским водама са дубином смањују, и да у абисалним областима спадну испод 2⁰C. С друге је стране примерима за Средиземно Море доказано, да су температуре од извесне дубине до дна релативно константне и да у главном одговарају температури морске површине у зимским месецима. То би се, свакако, морало догађати и у океанима, јер су око екватора температуре морске површине у најхладнијем месецу нешто ниже од 20⁰, испаравање је у тим пределима увек велико, услед чега површинске честице постају све сланије и теже, те тону у веће дубине, док не наиђу на слој са истом специфичном тежином. Осим тога је загревање око екваторијалних предела стална појава, те би се топлотно стање морало у току времена изједначити, и вода би у свима дубинама имала подједнаку температуру, око 20⁰ C. У истини су при дну смањене за 17⁰ до 20⁰ и вековима се не јављају више температуре. Највероватније је, да хладне воде отичу по океанском дну са поларних предела према земљином екватору, што се може и доказати на примеру Атлантског Озеана, чија је вертикална подела температура приказана у скици 227.

По току изотерме од 0⁰C, којом су обухваћене хладне водене масе у дубини Мора Ђорђа IV., од Антарктика до Сендвич Острва, јасно се види како се хладна и тешка вода спушта преко северног нагиба Јужне Георгије и Сендвич Острва у дубоке делове Атлантског Океана, где образује хладну антарктичку подинску струју, која се шири и преко екватора. То се у профилу не види, пошто је баш око екватора пресечен централним узвишењем, и његов севернији део већ припада источном кориту, у које антарктичка подинска струја не може продрети. Арктичка подинска струја много је слабије развијена, јер је од северних поларних предела одвојена исландским бйлом; из тога разлога има много више температуре, али је топљењем ледених маса око југоисточних обала Гренланда вода при дну јако расхлађена, па је подинска струја нешто појачана. Обе ове струје иду једна другој на сусрет, па би се вода при дну око екватора стално нагомилавала, а са поларних би предела непрестано отицала и било би је све мање.

Да би се успоставила равнотежа морало би у океанским водама бити вертикалног кружења, које би донекле личило на општу атмосфер-

[1]) *Н. М. Книповичъ, Основы гидрологіи Европейскаго Ледовитаго Океана.* Зап. Имп. Руск. Геогр. Общ. по общей геогр. С. Петербургъ 1906. XII + 1510 стр. са таблицама и картама.

ску циркулацију[1]). По чистој термичкој теорији кружење би било једноставно: Око екватора, са највишим температурама на површини, воде би се из већих дубина дизале и са површине отицале према већим ширинама, али се по средњим температурама водених стубова до 4 километра дубине дошло до другог закључка: да су у стубу око 30⁰ сев. и 20⁰ јуж. шир. средње температуре веће него у стубу око екватора, и да би око повратника било асцендентно, а око екватора десцендентно кретање водених маса. Међутим би по средњој садржини соли у овим воденим стубовима халини циркулациони систем био обрнут, јер су око 20⁰ сев. и јуж. шир. средње вредности салинитета веће од екваторијалне, и, пошто већи салинитет одговара гушћој води, имали би око повратника десцендентне водене струје, а око екватора би била асцендентна. По овим супротним тенденцијама је јасно, да би произведена кретања из заједничког унутрашњег поља снагâ у океану одговарала разликама између термичког и халиног поља. Али је карактеристично, да су температуре и салинитет у океанима у најопштијим цртама тако подељене, да им се разлике у истим правцима, па најчешће и у врло сличним односима, смањују или повећавају. Тако би великим температурним разликама у најгорњем воденом слоју средњих и мањих ширина одговарале и велике разлике у салинитету, а са једноликом поделом температура у поларним пределима и дубоким деловима океана била би и садржина соли доста равномерно подељена. На тај би начин један чинилац деловао другом на супрот, те би се утицаји једног или другог знатно смањили, и ако не потпуно уништили.

Међутим има доказа да је за океанску циркулацију утицај температура много важнији од салинитета, јер су оне меродавније за густину воде на разним местима, а овом су условљена кретања. Али су, с друге стране, промене у густини океанске воде за исту температурну разлику при ниским температурама знатно мање него при вишима, па ће с тога у хладним океанским пределима, са незнатним разликама у температури и садржини соли, утицај салинитета бити увек значајнији. По *Мерцу* и *Висту* превлађује до 1000 метара дубине утицај температурних разлика, а одатле на ниже утицај разлика у салинитету.

По свему овом излази да су услови вертикалне циркулације океанских вода врло компликовани. Према општој подели температура и салинитета, она је у Атлантском Океану овака. Са екваторијалног појаса

---

[1]) *A. Merz* und *G. Wüst, Die atlantische Vertikalzirkulation.* Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1922., стр. 1—35. — *W. Brennecke* u. *G. Schott, „Die atlantische Vertikalzirkulation“.* Eine Entgegnung auf die Abhandlung von A. Merz u. G. Wüst, ibid., стр. 277—288. — *Alfred Merz, Temperaturschichtung und Vertikalzirkulation im Südatlantischen Ozean nach den „Challenger“- und „Gazelle“-Beobachtungen,* ibid., стр. 288—298. — *A. Merz* u. *G. Wüst, Die atlantische Vertikalzirkulation.* Dritter Beitrag., ibid. 1923., стр. 132-144.

маина отиче према тропским пределима јако загрејана и, због издашних киша, мање слана вода површинског слоја, са приближном дебљином од 50 метара, а оданде према екватору струји хладнија и сланија вода у дубини око 50 до 150 метара. На крајевима настају вертикална, асцендентна и десцендентна кретања, чиме је овај систем затворен. Све остало у главном представља огромну размену воде између северне и јужне половине океана: у горњим слојевима до 1000 и 1200 метара дубине са Јужног у Северни Атлантик, а у дубоким слојевима до приближно 4000 метара са ове половине на другу, на што нарочито указују облици изотерми 4^0 и 3^0C (у скици 227) и слични облици изохалина 35 и $34{\cdot}5^0/_{00}$. При дну океана струји вода на обе полукугле са поларних ширина према екватору, али антарктичка подинска струја прелази западно од централног узвишења на северну, а арктичка, источно од њега, на јужну полукуглу тако, да и при дну океана настаје компензација у покренутим воденим масама. Али горње водене масе, које отичу у Северни Атлантик, доста су разуђене. Јужна атлантска вода прелази непосредно на површини са северним огранком јужне екваторијалне струје, као широка и брза струја, на северну полукуглу[1]; под њом се креће у хоризонталном правцу јужна тропска дубока струја преко екватора, и допире до 5^0 сев. шир., а испод ње антарктичка међуструја, која се може пратити скоро до 30^0 сев. шир. Та велика количина воде, која отекне на северну полукуглу, мора оданде бити накнађена, а накнаду даје северно атлантска дубока струја, која тече испод антарктичке међуструје. Наравно да дубоке струје, због већих притисака с једне, а много дебљих покренутих водених маса с друге стране, морају имати много мању брзину кретања, можда тек од 0·5 до 0·7 мм/мин., и требало би око 9000 год. да доспу од 30^0 геогр. шир. до екватора, док је у површинским слојевима струјање несравњено брже.

Огромна маса хладне воде у дубинама толико јако превлађује, да је средња температура целог океана тек $3{\cdot}8^0$C, а пошто је на највећем делу океанског дна вода хладнија од 2^0, може се са великом вероватношћу закључити да је средња температура подинске воде у океанима 2^0C. Да хладне воде већим делом долазе са антарктичких делова океана види се и по средњој температури северних и јужних океанских водених маса. Она је на северној полукугли $4{\cdot}3^0$, на јужној $3{\cdot}5^0$, али је разлика много већа у водама Атлантског Океана, јер му је северна половина за $2{\cdot}35^0$C топлија од јужне.

Осмотични притисак и тачка замрзавања и врења океанске воде. — У океанској се води, због мање или веће количине растворених соли, многе физичке особине хемијски чисте воде мењају, међу њима

---

[1]) в. поглавље *Системи океанских струја:* I. *Струје на Атланском Океану.*

осмотични притисак, тачка замрзавања и врења, и по теоретичкој хемији физичка стања растањених раствора подлеже сличним законима који вреде за гасове[1]).

Кад чврсто или течно тело почне да у одређеном простору испарава и прелази у гасовито стање, његови се молекили утискују у тај простор са извесном експанзивном снагом, т. зв. напоном или парним притиском, а слично се догађа и при растварању соли у води, само су физичке ознаке тог процеса друкчије. При растварању се молекили соли утискују у воду т. зв. напоном растварања и непрестано се крећу са мањом или већом брзином од местâ јаче према местима слабије концентрације (згуснутости), све док се у целој растварајућој течности не успостави равнотежа и изједначење густине. То се може догађати и кроз пропустљиве мембране, шупљиваке, порозне преграде, или смеше, које деле течности различите концентрације. И у том се случају сланији раствор разлива и распрострањује у несланији све дотле, док се са обе стране мембране, преграде или смеше не изједначи. Тај процес се зове *осмоза*[2]), а притисак њоме изазван је *осмотични притисак*. Па исто онако, као што испаравање течности у одређеној запремини престане, чим паран притисак достигне максималну вредност, и простор се засити паром[3]), има и сваки раствор одређену границу максималног осмотичног притиска. Тачно његово познавање је важно за биологију морских организама, и нарочито за њихово прилагођивање новим, промењеним условима, о чему ће се доцније нешто споменути.

Друга је важна чињеница, да се растворена материја може погодним снижавањем температуре делимично излучити из раствора, што се догоди чим почне замрзавање. Тада се у исто време једно крај другог налазе чврсто средство растварања, т.ј. лед, и сам раствор, слана океанска вода, али само у случају, ако оба имају исти паран притисак, и под претпоставком да се спољашњи, ваздушни притисак не мења. Међутим је код чврстих материја паран притисак веома мали, и да би се раствор могао замрзнути мора имати нижу температуру од оне, при којој се замрзава средство растварања; тим нижу што је вода сланија.

Исто ће тако, под претпоставком непромењивог спољашњег притиска, снижавању тачке замрзавања одговарати у супротном смислу повишење тачке врења. Јер молекили растворене материје привлаче течне молекиле из простора испаравања, чиме се количина испарене течности донекле смањи, пошто од чврсте, растворене материје не пређе у простор испаравања скоро ниједан молекил, будући чврста тела имају врло мали парни притисак, што је мало пре споменуто. Последица ће бити, да

---

1) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band I., стр. 238—244.

2) по грчком ὠσμός = гурање, нагон; од глагола ὠθέω = гурам.

3) в. поглавље *Испаравање*, стр. 509.

се услед соли у океанској води паран притисак смањи. А пошто течности прелазе у врење при оним температурама, при којима је њихов паран притисак једнак спољашњем (ваздушном) притиску, мораће врење код морске воде почињати при вишим температурама него код чисте воде, тим вишим што је сланија. У вези са смањивањем парног притиска код океанске воде, она под истим спољашњим условима и спорије испарава од чисте воде, тим спорије што јој је већи салинитет. То је експерименталним испитивањима доказано, али изгледа да су у разним пределима услови различити. *Мацеле* је 16 месеци посматрао колико испари слатке и слане воде у Трсту, под заклоном од сунчевог сјаја, па је дошао до закључка да од слатке воде испари[1]) преко 10⁰/₀ више, док је *Окада* дошао до друге вредности, јер су у Јапану евапориметри били слободно изложени и посматрања вршена под најприроднијим погодбама, те је по седмогодишњим мерењима разлика у величини испаравања слане и слатке воде била око 5⁰/₀[2]).

За одређење тачке замрзавања τ при разним густинама океанске воде *Хансен* је поставио ову емпиријску формулу:

$$\tau = -0{\cdot}0086 - 0{\cdot}0064633\,\sigma_0 - 0{\cdot}0001055\,\sigma_0,$$

у којој је σ_0 јединка треће децимале специфичне тежине s^0_4, т. ј. за $s^0_4 = 1{\cdot}02902$ биће $\sigma_0 = 29{\cdot}02$. С помоћу познате тачке замрзавања може се лако прорачунати осмотични притисак т. зв. фактором пропорцијоналности, чија је вредност око —12·08 атмосфера. То значи, да тачку замрзавања треба помножити са фактором пропорцијоналности да би се добио одговарајући осмотични притисак. Ако је на пр. при садржини соли од 25⁰/₀₀ тачка замрзавања — 1·349⁰C биће у таквој води осмотични притисак $P_0 = (-1{\cdot}349) \times (-12{\cdot}08) = 16{\cdot}3$ атмосфере.

У приложеној таблици су изнесени прорачунати осмотични притисци при температури од 0⁰, а за сваку другу се могу прерачунати по формули за притиске код гасова: $P_t = P_0\,(1 + 0{\cdot}00367t)$, где је P_t тражени притисак за температуру t, а P_0 одређени притисак при 0⁰C:

салинитет ⁰/₀₀	5	10	15	20	25	30	35	40
тачка замрзавања	—0·27⁰	—0·53	—0·80	—1·07	—1·35	—1·63	—1·91	—2·20
осмотични притисак	3·23	6·44	9·69	12·98	16·32	19·67	23·12	26·59
тачка врења	100·08⁰	100·16	100·23	100·31	100·39	100·47	100·56	100·64

Као што се осмотични притисак може емпиријски одредити с помоћу познате тачке замрзавања, исто се тако с помоћу познатог осмотичног притиска може прилично тачно прорачунати тачка врења t код океанске воде, јер су по *Нерсту* у овакој размери: $t = P_t : 56{\cdot}8$. Али, пошто

[1]) *Ed. Mazelle, Verdunstung des Meereswassers und des Süsswassers,* l. c.

[2]) *T. Okada, Vergleichende Messungen der Verdunstung des Meerwassers und des Süsswassers.* Met. Zeitschr. 1903., стр. 380—384.

се тачка врења код океанске воде мења у веома уским границама, тек од $100{\cdot}0^0$ до $100{\cdot}6^0$, може се без веће грешке узети да је $t = 100^0$, па ако се та вредност унесе у горњу формулу за притиске код гасова, биће повећање тачке врења према слаткој води: $t^0 = P_0 (1{\cdot}367 : 56{\cdot}8) = 0{\cdot}02407 \, P_0$. На примеру то изгледа овако: Ако је при салинитету $25^0/_{00}$ осмотични притисак 16·32 атм., тачка врења ће се при толико сланој води повећати за $16{\cdot}32 \times 0{\cdot}02407 = 0{\cdot}39^0$, т.ј. та вода би почела врити при температури од $100{\cdot}39^0$ C.

Прозирност океанске воде. — Прозирност у главном одговара појму бистрине океанске воде на одређеном месту, и показује колико лако продиру светлост или светлосни зраци различитих боја у морске дубине. У стакленој цеви морска вода изгледа као безбојна и провидна течност, а исто је такав и тањи слој незамућене воде.

Прозирност се може одредити округлим, лименим или цинканим плочама, које су обојене белом или другом бојом и обешене о жице или танки једек. Посматрач треба да је у заклону од Сунца и да плочу не посматра са веће висине од 3 до 4 метра изнад морског нивоа, јер је граница видљивости тим јаснија и дубља, што је посматрачево око ближе морској површини. У тренутку кад се плоча спусти толико дубоко да постане невидљива и кад се, при дизању, понова појави, одреди се дужина одмотане жице, а средња вредност из оба посматрања даје дубину прозирности. Али је много боље да посматрач гледа плочу кроз доглед, који је састављен из купасте цеви, чији је доњи, најшири део затворен стаклом. Тај део је загњурен у воду и кретања морске површине не сметају ни мало гледању, које је иначе знатно отежано.

Тако су у последњим деценијама вршена на многим морима опажања, из којих се дошло до јединог закључка, да је прозирност на разним деловима океана и мора врло различита. Поједина тропска и субтропска мора, као што су Караибско и Средиземно Море, одавна су знаменита по кристалној бистрини својих вода. На пучини и уз африканске обале Левантинског Мора вода је прозирна до 40 и 45 метара, између Кипра и ушћа Нила до 52 метра, а ближе Сирији до 60 метара. Јонско је Море такође веома бистро, јер су се плоче на појединим местима могле опазити до 54 метра, на Егејском Мору, од Крита до Халкидике, до 50 метара, али близу копна до 40 и 33 метра. Јадранско је Море нарочито на северном делу, због малог салинитета на пучини, мање прозирно, 30 до 45 метара, уз обале још мање, а најпрозирније је око најдубљих делова, до 56 метара, док су се у Мраморном Мору плоче опажале од 19 до 25 метара дубине[1]). Најбистрије је т. зв. Саргасо Море, на Атлантском

[1]) *J. Wolf* und *J. Luksch*, *Physikalische Untersuchungen im Adriatischen und Sicilisch-Jonischen Meere während des Sommers 1880.* Wien, Gerold 1881., 79 стр. са картама и табл. — *K. Natterer*, *Tiefsee-Forschungen im Marmara-Meer auf S. M. Schiff*

Океану, где се бела плоча са пречником од 2 метра на једноме месту могла видети до 58 м., а на другом до 66·5 метара дубине. Много је мања прозирност на морима и океанима већих ширина, као и у непосредној близини обала. У Килском Заливу се дубина прозирности мења од 4 до 16 метара, али је при тихом времену већа него при бурном, док на лагунама[1]) Венеције плоче нестану већ у дубини од 2 метра.

Сигурније је средство за мерење прозирности да се узме известан извор светлости, чија је јачина тачно позната, што је случај код електричне лампе. Она се у току ноћи спушта све до оне дубине у којој потпуно нестане, али се ту може разликовати дубина нестанка светлосне тачке од дубине нестанка светлости уопште; друга је већа од прве. *Шпиндлер* и *Врангел* су са светиљком од 8 свећа јачине на тај начин одредили, да на пучини источне половине Црнога Мора, где је дно свугде дубље од 2000 метара, светлосна тачка нестане у дубинама од 29 до 40 метара, а сама светлост од 43 до 77 метара, док су одговарајуће вредности у луки Батума, са много плићим дном, 1·8 и 13 метара[2]).

Али се из свих тих мерења не види до које управо дубине продире сунчева светлост или његови зраци разних таласних дужина. Опити са плочама или разним изворима светлости пружају само податке о релативно танким воденим слојевима, испод којих ти предмети постану за око невидљиви, и због своје несигурности немају већи значај.

Најсигурнији се подаци могу добити врло осетљивим фотографским плочама, које се експонирају у ма којој дубини. Оне се у нарочито удешеним фотографским апаратима постепено спуштају све до оних дубина, у којима ни при дужем осветлењу не поцрне. По мерењима се то догоди у дубини од 380 до 500 метара, која зависи од хемијских и физичких особина морске воде на разним местима. У тим би дубинама светлост била отприлике онолико јака као у звезданим ноћима месечеве младине.

Следујући фотогеографској методи *Грајн* је са панхроматичним плочама и побољшаним фотометром чинио на Средиземном Мору у лету 1912 год. неколико интересантних опита, да би одредио степене продирања разложеног спектрума сунчеве светлости у океанску воду. При томе је дошао до закључка, да се од разних зракова црвени осете до 100 метара дубине, а зраци мањих таласних дужина до све веће дубине

„Taurus“ im Mai 1894. Bericht der Commission für Erforschung des Östlichen Mittelmeeres. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. LXII. 1895., стр. 19—117. — Prof. *Dr. Ed. Brückner, Die dritte Terminfahrt der S. M. S. „Najade“ in der Hochsee der Adria,* l. c., стр. 39—40.

[1]) *Лагуне* су песковити плићаци уз морске обале; по лат. *lacus*, итал. и шпањ. *lago* = језеро.

[2]) *И. Б. Шпиндлеръ и Ф. Ф. фон-Врангель,* l. c.

тако, да се плаво-љубичасти осете и у дубини од 1500 метара. Огромна разлика у моћи продирања зракова са различитим таласним дужинама приказана је у таблицама, из којих се види да светлосно зрачење црвених зракова има у дубини од 50 метара, где им дејство сасвим престане, исти интензитет плаво-љубичастих зракова у десет пута већој дубини. Даље, да црвени зраци доспу до 5 метара дубине са 3·7$^0/_{00}$ њиховог удела у 1 метру, а плаво-љубичасти са 866$^0/_{00}$. Уопште се може рећи, да продирање светлосних зракова прилично правилно слаби од црвеног према љубичастом делу спектрума, и ако се гдегде појави неправилност[1]).

Питање је, зашто је прозирност океанске воде на разним местима различита? То се догађа из два узрока: 1 због упијања сунчеве светлости 2 замућености океанске воде. Мало пре је споменуто, како зраци краћих таласних дужина продиру у веће дубине, а то је последица апсорпције зракова већих таласних дужина у површинским слојевима океана. Али спуштена плоча не постане невидљива само с тога, што би светлост на путу до ње и од ње до посматрачевог ока потпуно ишчезла у води него и што разлика у светлости и боји плоче према околној води постаје све мања. Тако се при спуштањима плоче у најбистријој води Атлантског Океана, код Саргасо Мора, показало, како се постепено замућивала: прелазила је у бледо-плавичасту и све плављу боју, до затвореног плаветнила околне воде. Исто су тако важан узрок замућености океанске воде суспендоване чврсте супстанције и мање или веће изобиље сићушних бића у површинским водама, која светлост у великој мери апсорбују. У потпуно бистрој течности се апсорпција светлости повећава у геометријској прогресији према аритметичкој прогресији повећавања дубине.

Даљим се чињеницама може објаснити зашто је у хладнијим морима прозирност мања него у топлијима. Пре свега морска вода има чудновату молекиларну особину да сама себе прочишћава: у кратком времену излучи суспендоване минералне честице као чврст талог, док се у дестилираној води одржавају данима у лебдењу. Осим тога је доказано, да је лучење тим брже што је вода топлија, а то је разлог што тропска мора, са врло топлим површинским слојевима воде, имају несравњено већу бистрину од прохладнијих. Даљи је узрок мањој прозирности хладнијих мора што су много богатија у лебдећим организмима, а с друге стране се спорије чисте због нижих температура, па по томе и веће густине. Топлија су мора несравњено сиромашнија у лебдећим, микроскопски малим бићима површинских слојева, нарочито Левантинско и

[1]) *Klaus Greim, Vorläufige Mitteilung über photographische Lichtmessungen im Meer.* Bull. de l'Inst. Océanographique Monaco 1912. № 249, стр. 4.

Саргасо Море, и ту нема замућености, која би преко нормалне мере упијала светлосне зраке.

Последица свих ових чињеница је, да је дан у правом смислу речи у већим дубинама све краћи, што је доказао *Рењар* употребом фотографске методе. Он је вршио испитивања у луци Мадејре и дошао до општег закључка, да се утицај сунчеве светлости у дубини од 20 метара осећа 11 часова, у 30 метара 5 часова, а у 40 метара тек четврт часа, што је важно за анималан и, нарочито, биљни живот[1]).

Боја океанских вода и фосфоресценција. — Боја океанске воде мења се и на истом месту и зависи од читавог низа споредних чинилаца. Она се донекле промене према боји неба, да ли је плаво, сиво или тамно, према висини Сунца изнад хоризонта, према кретањима воде, дубини и боји дна, према суспендованим минералним и органским материјама. Та промена у изгледу боје може бити толика, да исти посматрач, али са разних места, види исти део мора, и при истим условима, у различитој боји. При свем том вода извесног предела има својствену боју, која се у току времена не мења и представља његову карактеристичну особину. Природна боја океанске воде може се упоредити са плаветнилом највердријег неба, а такву боју имају и планинска бистра језера, дакле је карактеристична и за слатке воде.

Да би се споредни утицаји отклонили најбоље је посматрати обојеност инструментом са огледалом, које је нагнуто под углом од 45^{0}, учвршћено за дрвено држаље од 2 до 3 метра дужине, и загњурено у воду. Тада се вода показује у зеленкастој боји, између плаве и жуте. За одређење постепених разлика у боји служи *Форел*ова скала, која је постављена на овом принципу[2]): Зготове се два раствора, један плав, у коме су 1 грам сулфата бакра и 9 грамова течног амонијака растворени у 190 грамова чисте воде, и други, жут, у коме је 1 грам неутралног калиум хромата растворен у 199 грамова воде. Ако се ти раствори процентуално мешају, добиће се скала од 0 до 100$^{0}/_{0}$ количине жутог раствора. Ако се на пр. узме 35$^{0}/_{0}$ жутог и 65$^{0}/_{0}$ плавог раствора, смеша ће имати ознаку 35, и пошто је жут раствор много јаче обојен од зеленог почиње већ од броја 5 јасна зелена боја. Међутим се у пракси употребљују само поједини бројеви процената раствора, а не сви. Добијене смеше чувају се у заливеним стакленим цевима, али се доста брзо кваре и мењају боју, те су с тога замењене побољшаним и сигурнијим средствима. Узму се танке стаклене плоче, обмотане желатином, и све дотле се држе у раствору плавог диамина и пикринске киселине, док по колориметру нису добиле ону обојеност, која тачно одговара разним бројевима

---

[1]) *Dr. P. Regnard, Recherches expérimentales sur les conditions physiques de la vie dans les eaux.* Paris, Masson éditeur, 1891.

[2]) *F.-A. Forel, Le Léman.* Tome II. Lausanne, F. Rouge, 1895., стр. 464—467.

смеше Форелових раствора[1]). Поређењем тих плоча са бојом океанске воде могу се доста сигурно одредити сви прелази од зелене према плавој.

Природно плаветнило океанске воде последица је неједнаког упијања светлосних зракова, јер је споменуто да су при истој дебљини воде плави зраци десет пута мање апсорбовани од црвених, делом расипања светлосних зракова који продру у дубине, а мањим делом рефлектованог плаветнила неба са океанских површина. Интензивно плаветнило имају тропски и субтропски делови океана, приближно до 40^0 геогр. шир., а кобалтно плаво и врло прозирно је Саргасо Море, Јужни Атлантски и Јужни Индијски Океан од 10^0 до 30^0 јуж. шир. То су уједно и предели највећег салинитета. Са већим географским ширинама боја се све више мења; она прелази у плаво-зеленкасту, зеленкасто-плавичасту, зеленкасту до зелене.

При мањим дубинама, код плићака, спрудова, и при обалама, на боју воде утиче и боја самог дна. Ако је покривено ситним белим песком или, при тропским обалама, коралима, вода добија отворено зеленкасту боју. Најдивније се дејство светлости опажа тамо, где у плиткој и врло бистрој води дно може да јако рефлектује зраке. По томе је нарочито знаменита „плава пећина“ на Острву Капри, јужно од Напуља, где сунчеви зраци буду рефлектовани са дна и целу унутрашњост пећине осветле интензивно плавом бојом, а улаз у њу је толико низак, да је приступ могућан само чуновима. Исто таква је и модра шпиља на источној страни Острва Бишева, која је још лепши пример и детаљно ју је описао *Брикнер*[2]).

Гдегод се појаве друге боје изазване су без изузетка субмикроскопским телима, која воду друкчије обоје. Кад је вода већ у површинским слојевима замућена ројевима ситних организама, који су познати под именом планктона[3]), може известан део светлосних зракова са већим таласним дужинама бити са тих површина рефлектован и вода постаје зеленкасто-жућкаста. Индијски Океан добије кадикад изглед снежне и сутонским одблеском осветљене равнице, и у тим се случајевима одликује млечном, беличасто-жућкастом бојом, која је проузрокована наглим ширењем и распрострањењем биљног планктона, док под њиховим утицајем тропске обале Бразилије добију мутну, жућкасто-зелену боју. На Јужном Атлантском и Тихом Океану врло се често површина обоји дугачким црвенкастим тракама, услед изненадне појаве ројева ситних,

[1]) *J. Thoulet, Instruments et opérations d'océanographie pratique.* Paris, Chapelot & Cie, 1908., стр. 109.

[2]) Prof. *Dr. Ed. Brückner,* l. c., стр. 30—33.

[3]) *Планктоном* се означују сви биљни и животињски огранизми, који слободно лебде у површинским слојевима океанске воде, а струје их пренашају из једних предела у друге; по грчком πλαγκτόν = оно што лута, од глагола πλάζω = лутам тамо амо.

мрких рачића, Copepodae, које рибари зову „храном китова". Вероватно је Црвено Море названо овим именом по честој појави милијарда црвених алга, врсте Trichodensium, када добије као крв црвену боју, а исто су тако кадикад обојене огромне површине Арабијског Мора. Маслинасто-зелене пруге на многим местима поларних мора, нарочито на површини Гренландског Мора, могу се несумњиво свести на густе ројеве диатомеа, врло ситних животиња. Бело и Црно Море немају никаквих веза са бојом воде, јер је код оба скоро нормално плава, него им називи имају вероватно пренесено значење.

Друкчији су услови у близини обала, испред речних ушћа, или на плићацима, где су честице воде таласима или струјама стално ускомешане, а суспендована анорганска материја толико је обилна, да океанске воде узму жућкасту или црвенкасту боју, према самој природи материје. Атлантски је Океан у близини ушћа Амазонаса и Конга црвене боје, јер те реке доносе глиб црвене глине, Жуто Море има у истини жућкасту боју, због честица жутог леса, који се у њега улива водом са Хванг-Хоа и других кинеских река, док је вода Енглеског Канала, при кретацејским обалама Нормандије, непровидна и млечне боје.

На боју океанске воде доста утичу и атмосферски услови, јер је у Килском Заливу при тихом времену затворено зелена, а при бурном зеленкасто-сива.

По свему би се могло закључити, да свакако има везâ између физичких особина океанске воде и боје, али се због многих секундарних чинилаца ретко где могу појавити потпуно правилно. Многим је посматрањима утврђено, да је плаветнило тим дубље што је море прозирније. Осим тога се у сланијим средиземним морима, као што је европско, плаветнило појача до ултрамаринског, док је у много мање сланом Балтичком Мору боја више зелена. Исто је тако у близини обала вода зеленкаста и мутна, а и планктон смањује бистрину морске воде и чини ју више зеленом. Кад би се покушало, да се физички објасне постепени прелази од плаве до зелене боје, наишло би се на много тешкоћа, јер садржина соли није једино меродавна, будући многа планинска језера са слатком водом имају исту боју као врло слано Средиземно Море. Ни температуре нису меродавне, што се види у чињеници да је до 20°C топла вода Флоридске струје исто онолико плава, као што су до 5°C загрејане воде великих јужних ширина. Напослетку, ни све плитке воде немају зелену боју, ни дубоке плаву.

У извесним је случајевима океанска површина осветљена сребрнастим или златно-зеленкастим сјајем, који се зове *фосфоресценција*. Та појава се у нашим пределима јавља за време летњих ноћи, нарочито при бурном времену, и по својој природи је слична сјају свитца (креснице). У површинским слојевима океанских вода има безброј животињица,

које издају сићушне варнице ове чудновате светлости, међу њима *Renilla reniformis*, најопштија врста јужних вода, или *Renilla amethystina* у водама око јужне Калифорније, али им се снага мења према времену[1]). С тога су и бурне ноћи кадикад без фосфоресценције, а кадикад се на сваком таласићу јављају сјајни одблесци. При веслању у тим ноћима остају иза барке пруге сребрнасте светлости, а са врхова весала падају светле капљице. Фосфоресценција је општа појава и има је на свима деловима океана и мора.

Према ранијим напоменама могло би се закључити, да у дубинама испод неколико стотина метара влада потпун мрак, бар у колико сунчево зрачење долази у обзир. Па ипак изгледа да и у абисалним дубинама[2]) има извесне светлости, јер се неке животињске врсте одликују светлом бојом своје површине, друге имају нарочите органе, који им помажу да сами себи створе потребну светлост, а разне животиње са близине океанског дна имају потпуно развијене очи. Међутим је познато, да копнене животиње, које стално живе у земљи или у мрачним пећинама, изгубе чуло вида и ослепе. Појмљиво је, да би и животиње из абисалних дубина морале губити очи, ако би им раније генерације живеле вековима у потпуном мраку. Фосфоресценција је свакојако највероватнији извор светлости у океанским дубинама. То је, донекле, и доказано научним испитивањем океанског дна. Јер, када се у току ноћи извлаче дреџови са животињама и инструменти са муљем и другим елементима океанског дна, свака животињица и свака честица муља светли сребрнастим сјајем.

Живот у океанима

Општи услови живота и распрострањења организама. Ако се пажљивије испитају морска површина и мање дубине, пре свега ће се открити како је тамо далеко веће изобиље живота но што је на копнима, па кад би се претпоставило да у свима дубинама има више или мање живих бића, могло би се наслутити да су океани, као погодно средство за одабирање и развитак првих организама, били колевка живота на Земљи.

Распрострањење биљака и животиња у океанима и морима одговара прилагођивању њихових органа на хемијске и физичке услове. Али изгледа, да на њих од свију физичких чинилаца имају највећи утицај температуре, исто онако као што су климатски услови, нарочито температуре и атмосферски талози, важни узроци географској подели животиња

---

[1]) *G. H. Parker, The Phosphorescence of Renilla.* Proc. of the Amer. Philosoph. Soc. held at Philadelphia for Promoting Useful Knowledge. Vol. LIX. 1920. № 3., стр. 171—175.

[2]) в. стр. 240, примедба 1.

и биљака на копну. Многе су врсте животиња ограничене у своме распрострањењу неком изотермом, а не изобатом, те се зато на мањим ширинама налазе у много већим дубинама него у поларним морима, где су настањене близу морске површине или у мањим дубинама. На те врсте много више утичу температуре него салинитет, светлост или притисак воде. С друге је стране вертикалан распоред животињских врста у Средиземном Мору много једноличији но у океанима, јер оно има од одређене дубине до дна скоро исту топлоту, док се у океанима температуре са дубином смањују.

За живот океанских бића је, наравно, потребна храна; али старија претпоставка, да за исхрану употребљавају морску воду, и из ње једноставно узму и асимилирају растворене супстанције, из више је разлога сумњива, јер су на крају крајева и морски организми исто онако упућени на органску храну као и копнени[1]. Ако се потражи, одакле океанска бића добијају азот, могло би се рећи да га животиње прво узимају од вегетације, али количином донесених органских супстанција из река неће бити ни близу задовољене, јер служе као храна тек незнатном делу организама; с тога је важнији извор распадање изумрлих океанских биљака и лешева животиња, а трећи је извор азот из атмосфере, који би претходно морао прећи у комбинацију. Ако би ма која од хранљивих материја недостајала, настало би одговарајуће смањивање произвођења живе материје. По томе излази, да продуктивна снага океана пре свега зависи од произвођења елемената за исхрану вегетације, што ће рећи азотових једињења. Сиромаштво океана у његовим једињењима може се протумачити дејством бактерија које раде на денитрификацији[2]. Та радња се јако појачава са повећавањем температура, па би се, можда, тиме могло објаснити, зашто је океан тим сиромашнији планктоном што је мања географска ширина[3].

У биљкама би се горе споменути начин асимилације догађао само у случају, ако их обасјавају оживљавајући сунчеви зраци. Под њиховим се утицајима образују у биљним ћелијицама са зеленом, често жућка-

---

[1]) *A. Ortmann, Grundzüge der marinen Tiergeographie.* Jena 1896. — *Dr. Louis Joubin, La vie dans les Océans,* Bibl. de philosophie scientifique. Paris, E. Flammarion 1912. — Prof. *Dr. Otto Janson, Das Meer, seine Erforschung und sein Leben.* „Aus Natur und Geisteswelt“. Leipzig u. Berlin, B. G. Teubner 1914 (популарно). — *Johan Hjort, The „Michael Sars“ North Atlantic Deep-Sea Expedition 1910.* The Geogr. Journ. XXXVII. 1911, стр. 349—377 и 500—522.

[2]) денитрификацијом се означава редукција нитрата у амонијак, одн. азотова једињења.

[3]) *K. Brandt, Über den Stoffwechsel im Meer.* Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen hrsg. von d. Kommiss. zur Untersuchung d. deutschen Meere. Neue Folge VI. Kiel 1902., стр. 25—79. — *J. Reinke, Die zur Ernährung der Meeresorganismen disponiblen Quellen am Stickstoff.* Berichte d. Deutsch. Bot. Ges. XXI. 1903., стр. 371—381.

стом или црвено-мрком материјом, органска једињења. Светлост је за биље много већа животна потреба него за животиње, јер им даје енергију за кружење материје. Али је напред споменуто, како светлосни зраци при продирању у воду доста брзо изгубе своју снагу, нарочито црвени и жути, док краћи, зелени и плави — који су за процес асимилације толико потребни — продиру нешто дубље. Из тога разлога биљни живот тим више нестаје што је већа дубина. При томе доста важну улогу има и бистрина воде, па ипак доста често већ у дубини од 150 до 200 метара нестане сваки његов траг.

Асимилацијом биљака се растворени угљени диоксид у води разједини и кисеоник се ослобађа, а он је неопходно потребан за постојање било кога органског живота. Зато је океанска вода нарочито богата кисеоником на оним местима, где у површинским слојевима превлађују биљни облици. Али и у глибовитом дну, где би изгледало да ће се сваки биљни живот угушити, често су нађене извесне врсте окрека које су у толико значајне, што отрован сумпоровоционик, који се тамо развија, разоравају и оксидирају га у сумпорну киселину. Биљке се, дакле, брину и за одржавање чистоте елемента у коме животиње живе, и стално им стварају нове количине кисеоника.

И с друге су стране биљне творевине у својој целини од највећег значаја за анималан живот у океанима. Пре свега њихова микроскопски мала тела служе за храну најситнијим животињским бићима у површинским слојевима океана: радиоларијама, фораминиферама, ситним рачићима, и другима, као и милијардама ларви; по томе биљке у океанима замењује ливаде, пашњаке, поља и шуме континената. Али су све те биљке и животињице храна за многе мале и веће рибе, а ове опет плен већих животиња. Ако се посмотре перидинее, које припадају најмањим организмима планктона, наћи ће се око 20 милиона у цреву једне сардине, а ако се наиђе на велике ројеве сардина видеће се, како их гоне велике рибе, пре свега туне; међутим и њих пождеру још веће животиње. Напослетку животињски организми планктона поједу телеса океанских горостаса, чим им од старости моћ отпорности ослаби и животна им се снага смањи. Једини је изузетак код кита, где су фазе циклуса ограничене на две крајње, а свих посредних нема, јер се та понајвећа океанска животиња храни једино и искључиво планктоном.

Према условима сунчевог сјаја или сталне таме подељени су океани у две главне животне области: осветљену, у којој живе вегетабилна и анимална бића, и тамну област, у којој могу живети једино животиње. Поред тога се могу издвојити три животне зоне: литорална, пелагична и абисална, а између ових двеју батипелагична, као прелазна зона[1]). Литорална је

[1]) од грчких речи πέλαγος = море, океан; ἄβ σσος = без дна, као ознака најдубљих делова океана; βαθὺς = дубок.

зона ограничена на обале и плитка мора; у њој су организми у главноме везани за подлогу, са које добијају храну. Пелагична зона су површински слојеви океанских пучина, у којима су организми независни од подлоге, али подлеже променљивим утицајима океанских струја и температура. Организми се могу слободно кретати или лебде, те их морске воде носе собом. У вертикалном правцу су обе ове зоне ограничене приближно оном дубином до које се осећају утицаји сунчеве светлости. У батипелагичну и абисалну зону спадају сви остали делови океана, који су због својих дубина лишени сунчеве светлости. Насељеници ових двеју зона осуђени су на исти тежак живот, јер су прогоњени у дубине испод горњих неколико стотина метара, где су хемијски и физички услови скоро непроменљиви.

Живот у литоралној зони и њене природне области. — Литорална зона се пружа дуж континенталних обала и обухвата све делове плитког мора до оних дубина, где престану утицаји сунчеве светлости. Ослањање о копнене обале пружа јој све услове за разноликост животињских и биљних облика. Услед променљивог померања жала, или утицаја струја и променљивости салинитета у близини речних ушћа, може континенталан биљни покров да пређе и у предео литорала, до крајњих ивица жала, које је при осеци суво, а при плими под водом. На разноликост облика утиче осим тога и састав океанског дна. Ово је на неким местима стеновита абразиона површ, негде корални струдови, покривени коралним песком, другде муљ, песак или шљунак. Богат биљни покров укорењених морских травуљина и разнобојних окрека условљава појаву подморских ливада на песковитом и шљунковитом дну, али ако је глибовито површина је већином без вегетације. На приморском појасу има и разних животињских врста, од којих је већина везана за подлогу[1]). Неке од њих живе укопане под глибовитим муљем или песком, неке пузају по дну, а неке су учвршћене или прилепљене о стеновите обале или дно. Те животиње се разним начинима бране од ударања мора о обале. Природну одбрану имају у чврстим оклопима од креча, којима су уједно осигуране и од непријатељских напада, што је уопште случај код шкољака, пужева, ехинодерми и ракова. Али се многе животиње знају и саме помоћи, ако се за то није постарала природа. Тако се мали рачићи завуку у капке шкољака, или стражње, меке делове тела увуку у празне љуштуре пужа, из којих вири предњи, оклопљен део; пужеви се прилепе о стеновито дно с помоћу стопала, које им служи као пијавка, а остриге лепљивом материјом, коју луче кроз порозне кречовите љуштуре, док

[1]) Као супротност *планктону*, чији организми лебде у води и имају могућност пасивног кретања, зову се животиње са способиошћу својевољног пливања *нектон*, а оне, које су везане за дио, било да по њему гмизају или су учвршћене, *бентос*; по грчкоме νηκτός = оно што плива и βένϑος = дубина.

се многе врсте анималног света причврсте бушењем: једна мала спужва (Vioa) издубе за себе место у коралима или кречном оклопу шкољке, а неки морски јежеви, с помоћу бодљика и непрестаног окретања свог тела, пробуше у стенама или њиховим рушевинама дубоке рупе. Животиње које су настањене на жалу морају да се за време осеке заштићавају од сушења: шкољке своје капке потпуно затворе, док неке друге животиње могу да се уклупчају као јеж. За заштиту у покретним литоралним водама, и у ширем смислу прилагођавање животним условима, имају ехинодерме и ракови нарочиту способност, да изгубљене делове тела приликом млата или борбе за опстанак обнављањем понова надокнаде, т. ј. да их регенеришу.

Исте или сличне особине има и већи број литоралних биљака. Фитогеографи при томе разликују појас на коме су биљке повремено изнад воде, од појаса стално потопљених. У првом се биљке одликују нарочитим средствима одбране од сушења, промене салинитета и топлоте, а пошто их млат лако искида имају већу моћ регенерације.

Али најглавнији узрок неједнакости животних услова у литоралном појасу лежи у климатским разликама. Карактеристично је, да се годишња колебања температура не повећавају правилно, од екватора према половима, него са максимум јавља око циркумполарних ширина, а одатле према већим ширинама се амплитуде смањују, док средње годишње температуре правилно опадају до полова. Па како животни услови анималних литоралних бића више зависе од прве него друге чињенице, долази се до важног закључка да је главна климатска граница литорала тамо, где су годишња колебања температуре толико велика, да тропске животиње — навикнуте на једнолике температуре — не могу ову промену поднети. И разлика од неколико Целзиусових степена ствара изразиту промену у обиљу и разноликости анималног живота. Али се ипак не може рећи да је сама величина годишњих температурних колебања довољан разлог за разграничење литоралних животних области, јер Црно и Црвено Море имају скоро исте амплитуде, а неједнаку средњу годишњу температуру, па су у првом настањене животиње арктичке области, док животиње Црвенога Мора несумњиво припадају циркумтропској, која је животни услов корала. Напослетку су доста важни чиниоци топле и хладне струје, које на истим географским ширинама мењају нормалне топлотне услове западног и источног литорала.

Колико активност анималних бића зависи и од периодичних промена у физичким особинама исте океанске струје, може се показати на овом примеру. Код годишњих количина добијене јетре и јаја од сваких хиљаду бакалара (Gadas morrhua) показала се периодничност, која се по изгледу подудара са периодама сунчаних пега, нарочито на Лофотима, јер максимуму производње бакаларове јетре доста добро одговара ми-

нимум сунчаних пега. По *Хелман-Хансену* и *Нансену* периодичност сунчаних пега проузрокује посредством атмосфере периодске варијације у топлотним условима океанских струја — у овом случају Голфске —, а ове са своје стране утичу на организме, па и на квантитет производње бакаларове јетре и јаја[1]).

Друго ограничење распрострањењу животиња у литоралној зони настаје условима исхране. Разноликост и обиље живота је врло велико само на оним местима, где океанске струје доносе довољно хране. Најбољи су примери за то коралске колоније. Корални полипи узимају из воде оне елементе, који су им потребни за живот и правилан развитак, али чим потребна храна нестане, или чим струја са храном скрене у други правац, у исто доба престане и повољан услов за њихово даље растење. Код коралских се колонија видело, како се полипи нарочито нагло и у великом броју развијају на оној страни спрудова, која је управљена према океанској струји, док су на супротној ређи и слабо развијени, јер је за њих остало недовољно хране. С тога су коралске колоније ређе на оним деловима тропског литорала, до којих не допиру океанске струје.

Становништво литоралне зоне показује велике сличности са облицима копнених, одн. речних животиња, па се зато мора претпоставити, да су се многи од њих оданде преселили у нову средину. Доказано је, да је било миграција и у супротном правцу, из мора у реке, и на неким се примерима може доста тачно пратити њихов правац и границе, до којих су досада доспеле. Има речних животиња, као што су штука или гргеч (бандар), које добро подносе океанску воду, а за неке је утврђено да прелазе из сланих у слатке воде и обратно, међу које спадају пастрма, јегуља, јесетра, моруна, скумрија и друге, док извесне рибе, пљоска и швоља, одлазе веома далеко уз речно ушће. Али је и даље од жала становништво литоралне зоне разнолико. По морском дну су у потпуном нереду расути остаци коралских колонија, љуштуре пужева и шкољака, а на плитком дну топлијих мора, од 10 до 30 метара дубине, праве бисерне шкољке. При обалама Атлантског Океана, Средиземног и Северног Мора живе у великим масама укусне остриге, а на јужним обалама Средиземног Мора, испред Триполиса, и источној обали Јадрана станује у незнатним дубинама обичан сунђер. Нарочито је интересантно распрострањење животиња у Балтичком Мору, јер се према Истоку — упоредно са смањивањем салинитета — смањује и богаство врста и број индивидуа, осим тога поједине врсте постају све мање, а делимично и закржљаве. При стеновитим је обалама изглед фауне на дну нешто друкчији него код песковитих. Код првих се види читава војска морских

---

[1]) *Björn Helland-Hansen and Fridtjof Nansen, The Norwegian Sea. Its Physical Oceanography, based upon the Norwegian Researches 1900—1904.* Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations. Vol. II. 1909. № 2. Kristiania.

ракова како су свом снагом прегли да искидају неку рибу, која се приближила обали, и ако таласи бесно ударају. Исто се тако два противника, бодљама наоружан морски рак и јастог са великим пипаљкама боре о плен, а велики, беличасто сиви цефалопод Octopus vulgaris се узбудио и сасвим променуо изглед: кожа му се осула брадавичастим квргама и добила мрке, црвенкасте и жуте боје.

Све морске биљке — са изузетком двеју врста ресина или морских травуљина (Zostera nana и Z. marina) — припадају криптогамама, т. ј. немају праве цветове, плод и семенке; оне се могу поделити на лебдеће, које имају могућност пасивног кретања, и учвршћене или укорењене, које се развијају само на ужем или ширем појасу плитких вода, приближно до 30 метара дубине, а то су типови литоралне флоре. Поред ситних има у литоралној зони и великих биљака, које превлађују. Неке од њих имају нарочито велико лишће, од 3 до 200 и више метара дужине, неке врло чудновату стабљику, која се одржава у лебдењу са 2 метра дугачком и мешини сличном кесом, у чијој је унутрашњости ваздух, а све то из разлога да би лишће било што ближе морској површини. Том тежњом се одликује сва литорална флора. Код биљака, које су неколико стотина метара далеко од врлетне стеновите обале, добија се утисак као да се дижу из великих дубина, међутим се оне са обалских страна косо пружају и затворено-зелено лишће им скоро водоравно лебди испод морске површине.

Прелазак слободно лебдећим биљкама можда представља Sargassum bacciferum, велика, маслинасто-мрка ресина, са махунастим ваздушним мехурићима, која у масама плови по Атлантском Океану, непрестано мења своје место према годишњим добима, струјама и правцима ветрова, али у границама простора од Флоридске струје на Западу, Голфске на Северу, екваторијалне струје на Југу, и повратне струје од Азорских и Канарских Острва на Истоку. Sargassum bacciferum је врста великог племена Sargassum-a, највећег од свих племена великих мрких ресина, који успева баш испод ознаке ниске воде, али га у већим дубинама нема. По њему је Саргасо Море добило своје име, али се те травуљине не налазе као компактне, велике травне ливаде, него увек у парчадима око 20 до 100 метара у пречнику, а између њих је слободно море. Та врста саргасума показује по своме лишћу и мехурићима доста велике сличности са извесним другим врстама, које су укорењене и успевају при обалама Острва̄ Западне Индије и Флориде, па су неки мишљења да су ресине у Саргасо Мору откинуте гране приморских врста, и онамо донесене океанским струјама, те не би припадале флори пелагичног планктона. Новији писци, међутим, тврде да Sargassum bacciferum може успевати и напредовати без плођења у одређеним временима, и по томе не мора бити обалског порекла, јер има и других биљака које живе и на-

предују без доношења плодова, осим тога до сада још нико није нашао укорењен и плодан S. bacciferum, те би се могло прихватити мишљење, да је она нарочита и увек стерилна врста, а не откинути делови других, укорењених врста[1]).

Према географским условима може се литорална животна зона поделити у арктичке, циркумтропске и антарктичке области.

Литорал *арктичке области* пружа се уз велика циркумполарна копна и са циркумтропском граничи између 30° до 40° сев. шир. Нарочито велике просторе заузима уз северне обале Евразије и Северне Америке, где спаја сва велика острва и Америку са Азијом, осим тога уз северозападну обалу Европе, где спаја Француску са Британским Острвима, Скандинавијом и Северном Азијом. Граница између арктичке циркумполарне и бореалне области лежи дуж неправилно повучене линије, до које је море и у летњим месецима покривено ледним бреговима и сантама.

У *циркумтропској области* је литорал испрекидан, јер се копна Старога и Новога Света, као и Атлантски и Тихи Океан, пружају меридијонално од њезиних северних до јужних граница. Тиме је тропски литорал по простору подељен на четири дела: западно амерички, источно амерички, западно афрички и индо-пацифички, али је свугде ограничен на врло мали простор непосредно уз копнене обале, са изузетком последњег, где заузима широк појас од Задње Индије до Нове Гвинеје, и спаја сва острва између југоисточне Азије и Аустралије.

Област *антарктичког* литорала ограничена је на мале просторе око Јужне Америке, јужног врха Африке и јужног приморја Аустралије са Новим Селандом.

Живот у пелагичној зони и њене природне области. — Према разноликим животним условима у литоралној зони, у пелагичној су много једноставнији, јер њу представљају површински слојеви огромних океанских пучина са доста једноликом садржином соли, истим светлосним условима и скоро истом врстом хране. Ту нема разлика између песковитог и стеновитог тла, између слађих, бочатих и сланих вода, између снажног млата и благих таласа, будући је доња граница пелагичне зоне веома далеко од дна, а све су остале појаве много постојаније.

Органски најглавнији представник пелагичне зоне је планктон: безбројне, микроскопски ситне биљке, јаја, ларве и развијене животињице, које слободно лебде и толико густо настањују површинске слојеве океана, до приближне дубине од 400 до 500 метара, да води мењају њену нормалну боју. Због своје врло незнатне величине и велике слабости не

---

[1]) *William G. Farlow, The Vegetation of the Sargasso Sea.* Proc. of the Amer. Philos. Soc. held at Philadelphia for Promoting Useful Knowledge. Vol. LIII. 1914 № 215., стр. 257—262.

могу се одупирати спољашњим силама; оне су обична игра океанских струја, ветрова и таласа. Поред великог броја животињских врста, планктон садржи и биљке у толикој мери, да су оне главна маса његове органске материје; на њих отпада око две трећине целог планктона, а око трећина на животиње.

Скоро све биљке припадају разреду окрека са једном ћелијицом, а огроман број им се тумачи великом моћи расплођивања. Њихови најобичнији и најкарактеристичнији типови су диатомее, које живе нарочито у хладнијим водама, затим силикатним оклопом снабдевене динофлагелате и перидинее. Последње врсте су значајне не само по томе, што живе у врло великом броју него и што представљају границу између биљног и анималног живота. Осим тога је њиховим испитивањем утврђено, да између литоралног и пелагичног планктона постоје доста важне разлике: да се у пелагичном највеће богаство не јавља у лету но у раном пролећу, и да је обнављање воде хоризонталним и вертикалним струјама од највећег значаја за квантитативно и квалитативно распрострањење тих лебдећих организама. Из тих је разлога област распрострањења биљног пелагичног планктона изванредно велика, и скоро равномерно се шири од једног до другог краја океана, док су укорењене биљке ограничене на релативно уске просторе уз обалу.

Даље је карактеристично, да флори планктона не припада ниједна организованија биљка, што се може протумачитити тиме, да су као творевине мора, и због врло погодног састава њихове скоро непромењиве околине, могле и до данас очувати првобитну једноставност, пошто нису имале да воде борбу за опстанак. Али, ако су површинске воде подложне променама својих физичких особина, нарочито топлоте, услед годишњих колебања температура или разно темперираних струја, или ако би се на други начин животни услови променули, могли би постојати облици кратког живота, који се врло нагло развијају и огромним расплођивањем веома јако распрострањују, али исто тако брзо изумру.

Са дубином биљни живот постепено ишчезава. У површинском се слоју под утицајем сунчевих зракова, приближно до 80 метара, налази велико богаство асимилирајућих биљака, чија зелена боја постепено прелази у мрку, а у још већој су дубини црвени окреци. У дубљем слоју, до 180 метара, биљака је знатно мање; у тамошњој сутонској светлости, која би се оком једва опазила, ипак су се прилагодиле диатомее и алга Halosphaera, да и ове у већим дубинама нестану. Али је доста чудновато, да су модерне експедиције за испитивање дубоког мора ухватиле и у батипелагичком слоју, у дубини од 2000 метара, живе зелене алге Halosphaera viridis. На асимилацију се у толиким дубинама не може ни помислити, и питање је, да ли су тамо заиста живеле или су доспеле пуким случајем, можда конвекционим или адвекционим струјама.

О подели фитопланктона у Атлантском Океану у главном се може рећи ово: 1. на пучини је количина планктона знатно мања но у литоралној зони; 2. по правилу је у непосредној близини површине биљна супстанција ретка, а изгледа да је подједнако обилна од 10 до 50 метара дубине, са максимумом у последњој, док у 75 м. количина спадне на половину, а у 100 м. скоро на десетину од оне у 50 метара дубине; 3. по дубинама су разне врсте животиња распоређене свака по својим карактеристичним особинама: перидинее се у главном одржавају близу површине, диатомее претпостављају најдубље слојеве, а коколитофориде заузимају међуслој; 4. број биљних ћелија у најгушће настањеним слојевима пелагичне зоне мења се по правилу између 3000 и 12000 ћелијица у литри морске воде; од њих су половина коколитофориде, а остатак ћелије перидинеа, са мало флагелата и незнатним бројем диатомеа.

Од животињских су облика у планктону нарочито заступљени рачићи копепода, од праживотиња са једном ћелијицом глобигерине и радиоларије, прве са кречњачким оклопом, а друге са силикатним скелетом, осим тога и пелагички живећа флагелата Noctiluca miliaris, из чијег тела излази слаба фосфорна светлост. Њима се делимично придружују једноставно организоване ларве виших животињских врста, којих често има у огромном броју, док им родитељи живе у великим дубинама, до којих се и оне спусте после преображаја (метаморфозе). Та сићушна бића се кадикад толико нагомилају око морских површина да образују до два центиметра дебео слој слуза, и нарочито настањују Северни Атлантик, Северно и Средиземно Море, али се ређе налазе у мање сланој и бочатој води Балтичког Мора. Да би се добио појам о правој густини планктона може се споменути, да је једном мрежом из површинских слојева океанске воде, до дубине од 20 метара, извучено око 5700000 ситних организама, од којих су 90% припадали окрецима.

И код већих је животиња моћ расплођивања изванредно јака, а при томе је важно, што многе од њих немају одређено време плођења него им се у јајњацима увек налазе зрели полни елементи. Осим тога се највећи број морских животиња рађају живе. У број младих облика који живе пелагички спадају ларве сунђера, неких врста медуза, младунци разних врста корала, ехинодермата, ракова и неких риба. Али се и велики број потпуно развијених животиња такође прилагодио пелагичком животу, међу њима разнолико саграђене и као стакло провидне медузе, до једног милиметра у пречнику, безброј пелагичких рачића, најчешће веома ситних, до 5 милиметара дужине, а од риба ајкуле, дупини, летеће рибе и њихови гониоци, док је животињâ са оклопом мање.

Оствалд се нарочито бавио питањем о условима равнотеже планктона на одређеном нивоу и при томе дошао до закључка да она зависи од размере између трију главних количина: специфичне тежине органи-

зама, одупирања тонењу ка дну, које је условљено њиховим сопственим облицима, и најпосле вискозношћу течности, која има превлађујући утицај. Осим тога је утврђено да повећање топлоте проузрокује спуштање планктона у веће дубине, док се могу понова издићи до површине једино својственом покретљивошћу или дифузијоним струјама. Тако би се у целини протумачила дневна и годишња кретања планктона. Наравно да поред ових има и неких споредних чинилаца, од којих су екстравитални: ветрови, таласи, хемијски састав воде, облик њеног дна итд., и других, који су непосредно или посредно везани за живот: међусобни односи исхране код разних организама планктона, средства за прилагођавање физичким и биолошким условима своје околине итд.[1]).

Цела животна активност анималног или зоо-планктона усредсређења је у тежњи да лебде у оним нивоима, где налазе највише хране. То постизавају на врло различите начине, али се све своди на једно: да специфичну тежину свога тела изједначе са специфичном тежином околне воде, у колико је то могуће. Неки од тих организама имају, упркос врло незнатној величини, често зачуђавајући механизам, који им омогућава или олакшава лебдење. Најраспрострањеније је средство за лебдење повећавање површине тела истезањем или спљошњавањем, што је случај нарочито код ракова, фораминифера, радиоларија, неких ларви ехинодермата, код извесних врста пужева. За исти циљ служи код фитопланктона лучење масних или зејтинастих капљица, које су лакше од воде, и делују насупрот тежини тела и гравитацијоној снази, затим бодље, рогови, криоца и други израштаји мембране. С друге стране мали копепод Calocalamus pavo има на глави веома дуге пипке, двапут дуже од целога тела, који му служе као сламчица за одржавање равнотеже у води, а на крају тела су му лепезасто раширена сјајна пера, слична пауновом репу — по чему је и добио име; све то у тежњи да би лакше лебдео.

Средства за хоризонтална кретања зоо-планктона не би им била од користи, због огромног простора океанских пучина, па с тога их уопште немају, са изузетком животиња близу површине, код којих је развијен једрима сличан механизам, да би се под утицајем ветрова могле пасивно кретати. Али тим развијенија је способност за вертикална кретања, опет у циљу набављања хране. Врло је чест начин да животиње узимањем или издавањем воде из тела повећавају или смање своју тежину, па по томе доспевају у веће или мање дубине, што је случај код медуза, које су толико слузавог састава да се при хватању измигоље кроз прсте, а кад се осуше остаје им само сјајно сребрнаста кожица. Чудан механизам имају наги пужеви, Glaucus, јер употребљавају црева као

---

[1]) *Wolfgang Ostwald, Theoretische Plankton-Studien.* Zoolog. Jahrb. Abteilung für Systematik. XVIII. 1903., стр. 1—62.

кесу за пливање: гутају или избацују ваздух према томе, да ли хоће да се дижу или спуштају. Свима је познат мехур код риба, као хидростатички апарат, али такав механизам имају и многе друге животиње. Неке су се животиње оспособиле за спуштање и дизање шупљинама и ваздушним мехурићима у телу, чиме се нарочито одликују радиоларије. За њих је осим тога карактеристично, да им се у унутрашњим шупљинама често налазе зеленкасто-жуте ћелије алга, и да оба толико различита организма живе заједнички, што им је свакако од користи, јер животињско тело даје биљном минералну материју и угљени диоксид, а ово, у замену првом, органске супстанције и кисеоник.

И боја пелагичних животиња је у вези са прилагођавањем. Код највећег броја је основна боја плава, очевидно у циљу заштите, нарочито код становника близу површине, док су некоје рибе и њихове ларве безбојне. Ракови из већих дубина често су скрлетне боје, а наги пуж Glaucus има плаву боју са сребрнастим пегама, те се тешко може разликовати од пене таласа.

Пелагична флора и фауна су највећим делом космополитске, у главном независне од географских ширина, само су многи становници површинских вода ограничени према половима. Где нема других препрека равномерном распрострањењу стављају се насупрот топлотни услови, т. ј. постепено повећавање и поновно смањивање годишњих колебања температура од екватора према половима, са максимумом око 50° до 65° шир. На тај се начин и пелагична зона може поделити на неколико климатских области. Две од њих нису испрекидане и леже око поларних предела: *арктичка* и *антарктичка област*, које се опет могу разделити на двоје, према граници, до које се у летњим месецима стално јављају ледни брегови и санте. *Циркумтропска област* се топографски распада на *атлантску* и *индо-пацифичку*. Јединство њихово је и у огромној индопацифичкој области толико очувано да су пелагичне животиње из оба ова океана у непрекидној вези и размени облика и врста.

Велико распрострањење пелагичних бића знатно је олакшано океанским струјама, те могу доспети и до оних предела у којима због климатских услова не би могли живети. То се јасно види у Атлантском Океану. Ту су топлотни услови око екваторијалних предела толико једнолики да и мале разлике стварају велику промену у фауни. Али су Флоридска и њезин наставак Голфска струја топле и веома погодне за далеко распрострањење животињских организама, нарочито јачег састава, који се могу распространити од једног до другог краја океана. Међутим за време бура, код Голфска струја скрене у хладне воде, тропски организми угину, будући не могу поднети нагле промене у топлоти. На први поглед изгледа чудновато што су Северни Атлантски и Тихи Океан много богатији у планктону од Јужног Атлантика и Пацифика, али је

та разлика у вези са њиховом конфигурацијом, услед које су промењути и односи код океанских струја.

Абисална животна зона. — Највећи простор заузима абисална зона, јер обухвата све делове океана од доњих граница батипелагичне зоне до дна, или — ако се ова не узме у обзир — од доњих граница литоралне и пелагичне зоне. У абисалној зони нема прекида, сва три су океана у непосредној вези и одликују се врло сличним топографским и физичким условима.

Што се даље иде од обале и даље од светлости, према дубини, тим више се мења слика. Већ у доста малој дубини је тама, температуре прво брзо, а после спорије опадају, таласа у незнатним дубинама нестаје и постепено се долази у област потпуног мировања. У великим се дубинама све разлике изједначују до врло незнатних одступања. Густина, салинитет и температуре остају вековима исте и можда само у дужим периодама подлеже малим колебањима. При морској површини може да бесни оркан са силним муњама, али абисалне области оставља неосветљене и у миру. Становништво тих предела живи отприлике онако као дрвета у заклоњеној долини; све буре прелазе високо изнад њихових глава и само споро се ваљају хладне поларне воде према екватору. Односи у Индијском Океану скоро су исти као у другим океанима и свима отвореним морима. То су разлози, што су врло многе врсте свих абисалних животиња космополити, што се просторно далеко удаљене и одељене абисалне фауне не разликују ни у којој нарочитој особини, и што се абисална животна зона не може поделити у неколико мањих области.

Услед престанка светлости и деловања сунчевих зракова биљака у абисалној зони нема него је развијен само анималан живот. Па и ако је око океанског дна притисак воде огромно велики ипак су се морске животиње њему прилагодиле, јер спољашњем притиску врши отпор исто толики унутрашњи притисак у њиховим ткивима. Шта више су новије експедиције дале несумњиве доказе, да неке животиње, које су раније биле познате само као пелагични облици, живе у дубинама од 4000 до 5000 метара. Сличне рибе рибама пелагичне и литоралне зоне пливају и у великим дубинама, морске звезде и ракови гмизају по муљу, шкољке живе при дну или се зарију у тле. Из тих је разлога вероватно, да се неке абисалне животиње могу у вертикалном правцу кретати у врло широким границама без веће штете по њихов организам, али је за њих карактеристично да су им кости врло сиромашње кречом; меке су, крхке, влакнасте, и при извлачењу до површине се распадну. Међу облицима абисалне фауне налазе се неке врсте и из ранијих геолошких периода, али их нема свугде него су ограничене на области без икакве борбе за опстанак.

Прави насељеници абисалне зоне су пре свега ехинодерме, које су у целом начину живота, бар за време старости, упућене на океанско дно, затим извесни морски краставци, по облику слични гусеници, са веома дугим пипцима; морски јежеви, неки са огромним бодљама, други са затворено љубичастом бојом и отворено жутим бодљама по леђима; стакласти сунђери, често необичне величине, чији је скелет састављен из танких, уско испреплетаних силикатних иглица, у правилном облику пехара или шмрка, код других из слепљених шестокраких иглица, са дужином око 30 до 70 центиметара. Те животиње су по појединим деловима морског дна толико многобројне, да је једном мрежом извучено преко 500 комада. Осим ових су насељеници великих дубина већи број полипа, медуза и корала, који живе било засебно или у колонијама, красно светлеће, покретне, наранжасте или црвене морске звезде и чланови прастарих породица морски љиљани, којих има и у најстаријим слојевима камбријске формације. Једном мрежом су из дубине од 2000 метара извучени двадесет комада истог облика. Врло су распрострањени ракови, али се много разликују од обичних, јер су неки од њих слепи, други окати десетоношци, који нарочито упадају у очи својим врло танким пипцима и несразмерно дугачким ногама, као и често скрлетном, љубичастом или мрком бојом. Исто су тако распрострањене рибе, које већ по спољашности одају да су становници мрачних дубина, али је црви у абисалној зони мало, а инсеката уопште нема.

Према сродницима у сунчанијим дубинама многе абисалне животиње су несразмерно веће. Тако су на пр. у дубинама око 5 километара нађене до два метра велике целентерате Tubulariae, док су иначе врло мале, најчешће неколико центиметара дугачке, а исти је случај и код неких морских ракова, који у пелагичној зони нису дужи од једног до два центиметра, а у дубинама до 2000 метара су око 15 до 25 пута већи.

Веома је важно прилагођивање абисалних животиња на тамошње услове. На дну је борба за опстанак већа но игде. Све су абисалне животиње месождери, али у великим дубинама и при дну нема ни близу онолико бића као у литоралној или пелагичној зони, па је и исхрана знатно отежана. У томе је погледу абисална фауна упућена на остатке биљака и лешева животиња, које тону ка дну, и срећа је свих тих организама што хладна вода у великим дубинама угинуле остатке конзервира; због ниских температура и све већег притиска спорије подлегну распадању и трулењу но у површинским слојевима, па се до великих дубина прилично очувају и дају добру храну тамошњем становништву. Због вегетабилне и месне хране скоро све рибе имају једну заједничку особину: велика уста са пуно начичканих зуба. Код гем рибе (Saccopharynx pelecanoides), која иначе више наличи на јегуљу, огромна се уста непосредно продужују у пространо ждрело тако, да заузимају већу по-

ловину тела. Загонетност толиких чељусти може се код рибе Melanocetus Johnstoni, која стануje у мулу, објаснити страховито великим желудцем, на који отпада више од три четвртине тела. Остали је део код њих тако несразмеран да изгледају као праве наказе. Ове рибе крстаре кроз огромне водене пустиње без мира и одмора, као ненасите немани, стално са разјапљеним устима, жудно тражећи и очекујући храну. Друге се врсте животиња завуку у меки муљ и тамо вребају плен.

Између састава организама у двема првима и у абисалној зони постоје велике разлике. У литоралној зони превлађује код целе фауне тежња за што чвршћим оклопом тела, за заједничким животом у колонијама, у циљу међусобне одбране, док у великим дубинама има пуно животиња које живе усамљено, а масивност тела им је често замењена изванредном финоћом. Уместо зракасте конструкције тела, пре свега код сунђера, у абисалној зони имају животиње округлије и много пуније облике. Осим тога се оне доста често одликују толиком раскошношћу боја, да би се могла протумачити једино тиме, што им је при несташици светлости непотребна нарочита боја заштите, која би била прилагођена тамошњој средини.

За људско око би већ у дубини око 100 метара престала свака моћ опажања светлосних зракова, те би по томе и боја настањених животиња у већим дубинама требала да је све затворенија, па ипак доста од њих имају загасито црвену и жуту боју. Те чињенице би се могле објаснити теоријом о комплементарним бојама, бар за оне дубине до којих допиру сунчеви зраци. Допунске боје за црвено и наранчасто су две веома блиске нијансе зеленом и плавом, а за жуто чисто плаветнило[1]). А како до већих дубина буду пропуштени само зраци краћих таласних дужина, који у разложеном спектруму сунчеве светлости одговарају зеленом и плавом, у њима се организми са црвеном и жутом бојом неће видети, јер су се обе допуниле. Међутим код животиња абисалних дубина превлађују црни, љубичасти и мрки тонови, а код риба су кадикад поједини делови тела местимице обојени наранчастом, жутом, зеленом или чисто плавом бојом, или неколиким бојама.

Али, и поред превлађивања затворених боја, многи од абисалних организама имају нарочите органе, с помоћу којих издају сопствену светлост, као неку накнаду за одузет сунчев сјај. Наравно, та је светлост тек толико јака да обасја само блиску околину зеленкастим сјајем сумрака. Такве су животиње много распрострањеније но што се претпостављало; има их свугде у океану од једног до другог краја и од површине до дна. Нема ниједног од великих животињских родова у коме не би било неколиких облика са том особином; чак ју имају и све-

[1]) *A. Rosenstiehl, Cercle chromatique selon l'hypothèse d'Young.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences. Tome CXLVIII. 1909., стр. 1312—1315.

тлећи цефалоподи сипа и улигањ. Поред споменуте и најпознатије Noctiluca miliaris, тај орган имају неки облици полипа, актинија, корала и медуза, имају га неки ехинодермати, као што је красно светлећа морска звезда Brisinga, и неколике врсте црви. Нарочито је велики број риба снабдевен овим чудноватим органом: неке од њих имају по две светлеће пеге с обе стране главе, од којих једна издаје жућкасто-златну, а друга зеленкасто-сребрну светлост, неке имају на доњој страни тела од главе до репа низ фосфоресцентних тачака, а друге рибе носе светлосне органе по другим деловима тела: изнад и испод главе, око уста, по боковима, у облику пега, кврга или тачкица.

Тај зеленкасто-сребрни сјај потсећа на светлење фосфора када се споји са атмосферским кисеоником, па би се могло претпоставити да светлост морских организама настаје живахном оксидацијом, која је изазвана сагоревањем нагомилане резервне материје (маст и др.) у анималном телу, услед енергичне животне активности. С друге стране унутрашњи састав тих органа има толико сличности са електричним органима извесних риба да су по некојим природњацима сличне творевине, и да је код риба способност за стварањем електричне струје чешћа но што се раније мислило. Могло би се са нешто вероватности претпоставити, да је код риба са таквим органом узрок постанку струје споро сагоревање производâ размене материје, и да се тиме створена електрична енергија претвара у светлост.

Многим гусарским рибама светлосни орган служи као мамац за плен, и као средство да напуне ненасити стомак, јер има доста животиња које натрчавају на светлост, па се чак и научне експедиције приликом хватања морских организама служе у истом циљу вештачком светлошћу. Да овај орган више служи као мамац него за распознавање околине иде у прилог и то, што га имају неке потпуно слепе рибе, као што је Inops. Али морска звезда Brisinga очигледно није упућена да мами гусарске животиње, јер својим устима стално рије по муљу, па и она има светлосни орган који јој, вероватно, служи за супротан циљ — као и неким другим организмима —, т. ј. као средство да своје непријатеље застраши и отера у бегство.

Тек када се зна, да је у већим дубинама толико животиња са светлосним органима може бити јасно откуда поред слепих организама има и знатан број риба, ракова, цефалопода са великим, али ненормално развијеним очима. То јако развијено чуло вида, које се одликује величином зенице и сочива, указује да је можда осетљивије и од најосетљивијих фотографских плоча. Исто тако изгледа, да морске, нарочито абисалне, животиње имају већу моћ оријентације од копнених, јер у релативној тами океанских простора нема нарочитих знакова, према којима би се могле управљати, и да је код слепих угашен вид делимично накна-

ђен врло осетљивим чулом питања. Тако је раније споменуто, да неки ракови имају изванредно дуге пипке и удове, нарочито ноге, па се вероватно неће погрешити ако се претпостави, да њима пажљиво испитују своју околину. Слично продужење удова имају и неки морски пауци, за које би се могло рећи да им се цело тело састоји из ногу, по чему је њихова врста добила назив: Pantopodae.

Поред многих животиња које стално живе у најдубљим слојевима или при дну океана, *сер Џон Мёре* је још пре „Challenger" експедиције указао на могућност, да је међуслој између пелагичне и абисалне зоне, дакле батипелагичан, настањен анималним бићима, јер се раније веровало да је тамо потпуно мртвило. То је доцнијим експедицијама за испитивање океана потпуно доказано, а по *Хјорту* чак изгледа, да су велике дубине много сиромашније у рибама од батипелагичне зоне, и ако су са брода „Michael Sars" доста мало дреџова спуштани у дубине од 1500 до 5000 метара. По њему се од 287 ухваћених индивидуа рибе Argiropelecus hemigymnus највећи број нашао у дубини око 300 метара, а од 1000 до 2000 метара 7%, док у горњих 150 метара није ухваћена ниједна. С друге стране је од 7500 ухваћених врста рибе Cyclothone microton и C. signata у горњих 500 метара нађено тек неколико риба првог облика, док се од 500 до 1500 метара налазила у приближно једнаким количинама. Осим тога, најмлађе и најмање индивидуе, од 20 до 30 мм. дужине, живе отприлике у 1000 метара мањој дубини од многих старијих и већих бића.

И код фауне океанских дубина су главан узрок променама њихових врста температуре. У абисалној зони, са врло једноликим температурама на истом нивоу, већ разлика од 1°C изазива промену у фауни, јер свикли организми на сталну топлоту од 2·5° не могу преживети смањивање за 1°, т. ј. да живе у води са температуром од 1·5°C; осим тога се упоредо са снижавањем температура смањује и животна снага организама. Зато је у хладним водама, са температуром од 0° и —0·5°C, могућност опстанка врло смањена, а то је разлог што у поларним пределима има тек неколико врста абисалне фауне. Даље је утврђено, да се извесни облици животиња налазе у арктичким и антарктичким водама, а на мањим их ширинама нема, с једне стране због незнатних разлика температура при дну, а с друге, можда, и због неједнаке количине планктона у одговарајућим пределима, који им служи за храну. Али је поред органске хране за све батипелагичке и абисалне животиње неопходан кисеоник, јер је једини услов дисања. Литорални и пелагични организми добијају га из ваздуха, т. ј. конвекционе струје га са морске површине односе у веће дубине. За животиње у великим дубинама тај начин преношања кисеоника не може доћи у обзир, будући се конвекционе струје никада толико не развију. Осим тога се и проценат угљеног диоксида у оке-

анској води са дубином повећава, те би сваки услов живота био онемогућен. Међутим је чињеница о постојању живота при океанском дну један од најјачих доказа да тамо има кисеоника, и да у океану мора бити вертикалне циркулације. Тај кисеоник је пореклом са поларних предела, из ваздуха доспева у море, а хладне десцендентне струје односе га са њима до дна, одакле отиче према екваторијалним пределима[1]).

Напослетку треба споменути, да абисалне животиње, које су навикнуте на потпуно једнолик живот, не могу да се прилагоде изненадним и наглим променама ранијих услова, што се нарочито брзо догађа кад мрежама бивају извлачене до палубе. Тако се код ајкуле Centrophorus squamosus и једног крустацеа Acanthephyla pulchra утврдило, како су после дизања из дубине од 2000 до 3000 метара могли још неко време живети у акваријуму, али су се на њима догодиле велике промене. Наиме, нису могли одржавати равнотежу тела: пливали су са бокова или на леђима што је настајало из два разлога. С једне стране ширење гасова у њиховим органима или ткивима механички поремети равнотежу, а с друге притискује нервне врпце, што изазива појаве делимичне парализе или одузетост[2]). Абисалне животиње, међутим, доспу до површине већином мртве, вероватно не толико због огромне разлике у притиску, колико услед велике промене температура. Осим тога многе рибе, које немају способност да живе у разним дубинама, и под разним притисцима, имају у костима врло мало креча, меке су, и при дизању се лако распадну. Исто тако при извлачењу ових организама унутрашњи притисак у њиховим ткивима остане исти као што је био у дубини, услед чега им очи и утроба искоче, бешика се знатно повећа, а кожа испуца и често се распадне.

Састав океанског дна

Нешто се о саставу морског дна знало и у Старом Веку, јер *Херодот* спомиње, како се на дну Средиземног Мора, у дубини од 20 метара, још дан пловљења лађом од Нилова ушћа на пучину налази глиб, који је свакако континенталног порекла, а *Страбон* да су најкрупнији остаци најближи жалу, а даље од њега да су све ситнији. Тек много доцније, почетком XVIII столећа, *Марсиљи* је први поставио теорију о саставу морског дна, а неки доцнији природњаци су материјал са дна проучавали микроскопом, и указали да су копнене кречњачке стене са фосилним шкољкама и пужевима морале сигурно бити дна некадашњих

---

[1]) в. поглавље *Узрок ниским температурама океанске воде у великим дубинама*, стр. 659—661.

[2]) *Albert I. Fürst von Monaco, Die Fortschritte der Ozeanographie.* Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien 1912., стр. 187.

мора. Међутим су сви ти подаци о саставу тла добијени из литоралних предела плиткога мора, а тек велике научне експедиције су дале прве доказе о литолошком карактеру океанског дна на пучинама, и данас се о њему зна скоро исто онолико, колико и о рељефу.

Подела океанских седимената. — Океански седименти се могу поделити са неколико гледишта, али је за нас најглавније географско и генетично.

По географском се положају могу разликовати *литорални* и *пелагични* седименти, од којих првима припадају они, који се налазе у близини жала и на континенталној површи, а другима сви остали, који се могу поделити на двоје: *хемипелагичне,* сталожене на континенталном одсеку, и *еупелагичне,* сталожене по абисалном дну[1]).

Још важнија је подела седимената по њиховом постанку, одн. пореклу, јер се по томе најјасније види које су врсте седимената најважније за стално повишавање океанског дна. С погледом на порекло могу се разликовати *теригени* или континентални, *биогени,* пореклом од океанских организама, *халмирогени,* настали непосредним таложењем морских соли, и *космогени* седименти, који су пореклом из простора васионе. Последња два узрока седиментације су, међутим, сасвим споредног значаја.

Теригени седименти се по своме пореклу деле у кластичне, који су постали механичким путем, т. ј. рушењем копнених маса, у вулканске и глацијалне, док се код биогених седимената може учинити разлика између планктогених, бентогених и нектогених[2]), од којих су последње опет од мањег значаја.

За лакшу прегледност је најзгодније да се као основа поделе узме географски положај, а затим да се поједини седименти поделе према другим особинама, нарочито по њиховом пореклу, али ипак да се теригени седименти узму као засебна група.

Велики и општи закон о географској подели седимената по целом океанском дну може се укратко изразити овако. У близини обала, где је дно већином плитко, превлађује динамично дејство на производе континенталног порекла, које дочепа море да би их уситнило у све мању и мању парчад, па их затим пробере и према величини раздели од ивица према средишним деловима. У областима пелагичних вода велики значај има дефлација, т. ј. однашање нагомиланих рушевина са континената ветровима, а надмоћно дејство имају животне снаге бескрајно малих бића, која — на штету растворених елемената — стварају у површинским слојевима огромну масу љуштура глобигерине; оне се после смрти организама који су их излучили минералишу, падају према дну и тамо се нагоми-

---

[1]) од грчких речи ἥμι = на половину, ἒυ = добар, прави и πέλαγος = море, океан.

[2]) в. појмове ових речи у примедби на стр. 668 и 673, са додатком грчког корена γεν = створити, inf. γίγνομαι

лавају у изванредно великим хрпама. У средишним деловима, где су мирне абисалне воде, превлађује дејство статичких снага хемије и физике.

Пре но што се пређе на даље излагање треба одговорити на једно принципијелно питање, наиме о тоњењу анорганских и органских тела и честица према океанском дну. Раније се уопште сматрало да је дубинска вода толико стиснута слојевима изнад ње, да би добила знатно већу специфичну тежину од површинске. По томе сва тела која су пала у море не би уопште доспела до дна него би, према својој тежини, морала лебдети у било коме слоју, чија би специфична тежина била таман онолика као самих тела. Насупрот томе је доказано, да се код воде, чак и под огромним притисцима, њена запремина при океанском дну смањи за врло незнатан део, који у дубини од 9 километара не би био већи од једне двадесетчетвртине. То значи да дубока вода не чини телима при тоњењу никакву препреку, али се ипак густина морске воде са дубином повећава због смањивања запремине, као последице притисака од горе. Осим тога је већ раније споменута нарочита особина океанских вода да саме себе прочишћавају, и то тим лакше што су топлије[1].

Литорални седименти. — Обалски талози се налазе непосредно уз жало, које подлежи сталним утицајима плиме и осеке, и нешто даље, али у близини обале. Најкрупнији од литоралних седимената су одломљени блокови литица и стена под утицајем абразије[2]), одн. маринске ерозије. Они почну непосредно при жалу да се распадају, сударају једно о друго, да се трењем троше, глачају, смањују и постепено прелазе у веће или мање облутке, у ситнији шљунак и шљунковит песак. Када су једном под водом, таласи их повлаче собом, па пошто при обалама имају највећу снагу толико их правилно проберу и распореде, да сви оближњи шљунци или зрна шљунковитог песка имају скоро исти облик и исту величину, која се у главном смањује са удаљавањем од обале. Тако се постепено долази на песковито дно, са све ситнијим зрнима.

Такав распоред се може протумачити самим деловањем таласа. Сваки од њих потискује најкрупнији материјал према вишим деловима жала, а при повлачењу вуче за собом најситнији материјал, који се сталожи у већој дубини. Али се утицај таласа осећа приближно до 200 метара дубине, а по томе би се могло закључити, да су према ивицама континенталне површи честице седимената све ситније. То је у истини случај, јер и песак — таласном селекцијом или одабирањем — постаје финији, да најпосле пређе у облик муља.

Поред ових седимената, који су последица ударања мора о обале, доносе и реке велике количине материјала, већином анорганске природе, чије је порекло унутрашњост копна, и таложе га близу својих ушћа,

---

[1]) в. стр. 666.

[2]) од лат. abradere = отругати.

јер је напред споменуто да морска вода убрзава тонење суспендованих честица. Тиме се може протумачити зашто се делови мора испред речних ушћа толико често одликују глибовитим плићацима, који у саобраћајном погледу представљају велике препреке. Шта више, ако река утиче при оним деловима океана или мора, који немају изразите плиме и осеке, и крај којих не теку јаче струје, њихови ће седименти у извесном времену спречити нормалан ток, око ушћа ће се створити неколики плитки рукави и неколико делта.

Чврсто морско дно у литоралној области налази се само на појединачним, изолираним местима, у главном у близини стрмих обала, где су млатом мора абразијони процеси спрали сав глиб и оголитили стене.

Из биљних су супстанција састављени само ограниченији делови дна око морских жала, али се пловећи остаци четинара у водама поларних предела могу дуго време одржати, док плoвеће кладе и стабла дрвета по тропским деловима океана подлеже наглом труљењу. Читавих наслага тресета има у појединим заливима на западној обали Француске, и у Заливу Љамчина на Вајгач Острву.

Теригени седименти. — Ако се за границу литоралних седимената узму ивице континенталне површи, спадао би један део теригених растрошених рушевина у ту групу, а други у групу хемипелагичких седимената, не по њиховом пореклу него по географском положају.

Чим су млатом мора елементи седимената при жалу толико здробљени и измрвљени, да су претворени у скоро невидљиве честице глиба, могу се по дну океана пратити до доста великих удаљења.

Остаци растрошених теригених рушевина доспу у океан на неколико разних начина. Најопштији је напред споменут као абразија, која је активна око свих обала и вероватно даје океанима више седимената од свију осталих узрока. Доста велике количине минералних супстанција одузима копнима флувиална, одн. речна ерозија, чије производе носе собом реке од извора до ушћа, где их таложе у океан, а с друге стране атмосферски талози, који распаднуте минералне честице преносе са виших у ниже пределе, најчешће у сливове речних система, и тако већим делом доспу опет у океан.

У поларним пределима је најглавнији чинилац у рушењу копна глацијална ерозија, чије производе преносе собом ледници и ледни покривачи, који се спуштају до морске површине, ту се одломе и почну пловити по океану, а с друге стране мраз, услед кога стене пуцају, везе им олабаве и најпосле се почну распадати. Те остатке носе собом санте и ледни брегови, али су све те масе натоварене стеновитим материјалом у главном на својим горњим и доњим површинама. Према њиховој се величини мења и преносна снага, јер што су масе леда веће тим дуже се могу одржати, и тим даље ће се чврст материјал из њих таложити.

На своме путу ледне масе већином наиђу на океанске струје, које их собом односе према мањим ширинама, дакле у топлије пределе, ту се почну топити и све више ослобађати теригених остатака. Количина теригеног материјала у пловећим ледним масама доста је велика, јер по *Тар*овом прорачуну у сантама и ледним бреговима Лабрадорске струје стотинити део запремине отпада на разне стене и врсте земаља. Тај материјал је нарочито разасут по континенталној површи Северне Сибирије, Барентовог и Балтичког Мора, затим у Хедзеновом и Бафиновом Заливу.

Еолска ерозија и дефлација[1]) много су важнији извор теригеним седиментима у океанима но што се раније мислило. Доказано је, наиме, како на морском дну има доста велики број заобљених, тупих или угластих честица белутка (кварца), које су у извесним случајевима једва видљиве у микроскопу и које сигурно нису вулканског порекла. Исто тако још није доказано да су подморског порекла, а пошто се океанске струје осећају тек до релативно малих дубина, и пошто су абисални делови океана у потпуном миру, није могуће да им се присуство припише пренашању од обала до веома удаљених места, чије је дно у дубини од више хиљада метара. Зрнца белутка су заступљена бар са неколико процената од целе количине извученог глиба са дна, кадикад и преко 30%, а величине им нису ни близу једнаке. С тога *Туле*[2]) претпоставља да су и она континенталног порекла, и да су ветровима донесена до океанских пучина. То потврђује опажањима и искуством, јер су одређене брзине ветра биле довољно јаке да преносе до великих удаљења зрнца белутака разне величине. Тако би ветрови разних јачина могли преносити зрнца са оволиким пречником:

брзина ветра у *м*/сек	1	3	5	7	9	10	11	12	13
пречник зрна у *мм*.	0·08	0·25	0·41	0·57	0·73	0·81	0·89	0·97	1·05

Али, према метеоролошким подацима нема ниједног океанског простора, где не би било јачих ветрова од 1 м/сек, који би били довољно јаки да пренесу скоро све честице облутка, чија је средња величина у муљу и глини дна абисалних области око 0·08 милиметара. Таква ваздушна кретања морнари означују маином, а Бофорова скала са 0.

Најситније честице теригене материје остају у води најдуже суспендоване, те често буду понесене океанским струјама и кадикад се сталоже веома далеко од оних места, на којима су доспели на морску површину или у површинске слојеве. И за њих вреди исти закон да се према централним деловима океана сталожи све ситнији материјал, јер најспорије тоне. На већим удаљењима од жала теригени седименти су на

[1]) од лат. deflare = одувати.

[2]) *J. Thoulet, De l'influence du vent dans le remplisage du lit de l'Océan.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences Paris. Tome CXLVI. 1908., стр. 1184—1186.

дну континенталне површи већином меке, глибовите творевине, које само местимично и ретко прелазе у нешто чвршћу глину.

Теригени седименти се према осталима разликују по томе, што се у њиховом глибу често налази комађе дрвета, воће или њихове семенке и петељке, лишће разних биљака, што је доспело у море рекама или ветровима.

Боја се код ових седимената мења од плаве, зелене до црвене. На местима где се старе кристалинске стене налазе близу приморја литорални седименти су плавичасте или слабо зеленкасте боје, тим интензивније што је океанско дно дубље, да се напослетку појаве скоро у затвореној боји шкриљаца. Та боја потиче од сулфата гвожђа и од органских материја. *Загасити* или *плави глиб* је превлађујући тип седимента у близини жала, обилује врло многим честицама белутка и често има карактеристичан мирис сумпороводоника. Он је најглавнији представник теригених седимената, крајња му граница лежи у слободном океану код 1200 до 1300 метара дубине и до 300 километара далеко од обале, иначе највећим делом покрива дно затворених мора, као што су Поларно и Средиземно Море. *Зелени глиб* и *песак* су варијетет плавог глиба, и мање или више су богати у кварцовитим зрнцима. Боју своју захваљују доста великим количинама зеленог глауконита, као зрнастог стеновитог остатка од организама који луче креч (глобигерине, ехиниде и др.), и покривају дно континенталног одсека испред обала без већих или икаквих речних утока, дакле испред источне обале Аустралије, Јапана, Северне и Јужне Америке, на субтропским ширинама, и око Рта Добре Наде. *Црвени* или *жути глиб* може се такође схватити као локална варијанта плавога. Он је сталожен испред оних делова тропских и субтропских обала, при којима се уливају велике реке и собом доносе из предела са латеритом и лесом велике масе суспендоване глиновите материје, која је фероксидом добила карактеристичну црвенкасту или жућкасту боју. То вреди нарочито за јужно-американску континенталну површ од Гуајане до јужне Бразилије (Ориноко, Амазонас, Пара), извесне делове испред африканских обала (Конго) и за Источно Кинеско Море (Јанг-це-Кјанг).

Коралски песак и *глиб* је седимент котлина средиземних мора у тропским и субтропским пределима и оних океанских делова око коралних острва. Тај седимент су у главном остаци распарчаних и у прах претворених кречних оклопа корала, јер у њему има око 85% карбоната калциума и зато је претежно беличасте боје, нарочито у близини жала. Око врло стрмих нагиба код Бермудских Острва овим је седиментом покривено дно у дубини од 4600 метара, али му се боја са дубином мења; од беличасте постепено прелази у ружичасту, при чему се садржина креча смањује, а глине повећава. Најраспрострањенији је коралски

глиб око Коралног Мора и око свих великих група острва на тропским ширинама Тихог Океана.

У околини вулканских острва таложе се производи ерупција, али *вулкански глиб* је нешто песковитији, превлађују глине, туфови и пепео, боја је најчешће загасито сива, мрка, па и црнкаста, што треба приписати знатним придодацима плавца (пловучца) и других саставних делова лаве. У томе погледу је и вулкански глиб локална варијанта загаситог или плавог глиба. На појединим местима се тај седимент налази у врло великим дубинама, местимично до 4500 и 5100 метара, и просечно садржи око 20% креча, а од минерала до 0·2 мм. велика зрнца плагиокласа, оливина, хорбленде, аугита и неких других.

Напослетку се у свима теригеним седиментима по гдегде нађу осамљени већи камичци, који су доспели случајним узроцима.

Ако се географска подела теригених седимената у океанима упореди са изобатском картом, на први ће се поглед видети да се граница између њих и пелагичких, нарочито еупелагичких седимената много више подудара са изобатом од 4000 метара него са теоретском граничном линијом између континенталне површи и одсека, т. ј. дубином од 200 метара. Наравно да се тачна граница огромног распрострањења теригених седимената не може ни у ком случају одредити, али по *Тулеу* вероватно заузима четвртину (24·5%) целог океанског дна.

Пелагични седименти. — Што се више ближимо средишним деловима океана тим ситнија су минерална зрнца, и тим више се мења састав његова дна. Далеко од копнених обала нема по дну онолико остатака од континенталних маса, јер су се механичке снаге највећим делом истрошиле при своме деловању на чврсте и отпорне стене. Њих почну замењивати виталне силе, хемијски елементи и гасови у океанској води, и деловати на минерале у растварању да би их очврснули и доцније учинили материјалним седиментом. То су силе најнижих биљних и анималних облика, који састављају планктон. Значај њихов за велико газдинство природе постављен је на право место тек новијим испитивањима. Њима је доказано да, под утицајем сунчевих зракова, сићушне алге из групе многоликих диатомеа образују из азота, угљеног диоксида и других анорганских материја у води органску супстанцију, која служи за храну исто толико ситним животињама. Осим тога, ти микроскопски мали биљни и анимални организми узимају из воде силиција и карбонат калциума, да би из њих саградили скелете или оклопе, те се поред својих многоструких задатака у природи јављају и као претвараоци растворених елемената у чврсте, који се — по њиховој смрти — спуштају према океанском дну, као саставни делови пелагичних седимената. На целом простору океана, изван теригених седимената, цело дно је огромна

костурница, у којој се у веома великим масама нагомилавају остаци оклопâ и љуштурâ планктонских организама.

О начину како се врши седиментација поучни су експерименти, који су вршени у циљу одређења брзине са којом органске или анорганске честице разних величина тону. *Туле* је за то употребио најситније честице каолина и прво вршио покушаје у дестилираној води, па се при томе показало да се недељама одржавају у лебдењу, али чим се успе кап морске воде лучење је нешто живље. При истој је температури (56·5⁰) бистрење воде, одн. таложење честица, у прва три дана пропорцијонално протеклом времену, а доцније све спорије, али се са повећавањем температуре бистрење уопште убрзава. Даље је доказано, да је повећавање притиска до 15 атмосфера било без утицаја на брзину таложења. Напослетку се бистрење јако успорава, ако се при непроменљивој температури у воду дометне много истог седимента.

У морској се води, међутим, сви процеси знатно убрзавају. Тако се код воде у градуираној цеви са салинитетом 33·7⁰/₀₀ видело да се за 10 минута сталожио слој исте дебљине као после 200 минута у дестилираној води. При непрестаном растањивању морске воде до 2·7⁰/₀₀ остала је брзина седиментације скоро иста, али се при даљем растањивању опазило јасно успоравање.

Поред тога су пуштене глобигеринске љуштуре, које су биле сталожене на дну, да тону у истој цеви са морском водом, па се показала јасна пропорцијоналност између величине љуштура и брзине пада. Највећа парчад, са средњим пречником од 0·75 мм., тонула су брзином од 3·78 цм/сек, ситнија са 0·32 мм. брзином од 2·05 цм/сек, а најситнији остаци са пречником од 0·12 мм. брзином од 0·7 цм/сек. Та најмања парчад би се спустила до 1850 метара у времену од три дана и једног и по часа, а до 4500 метара за 7·5 дана[1]). По томе би све јаче океанске струје од 3·8 цм/сек могле собом носити празне љуштуре глобигерина са средњим пречником од 0·75 мм., док би се најситнија парчад при дну (0·12 мм.) ускомешала већ при много слабијој струји, са брзином од 7 мм/сек или 605 метара на дан. Доцније је *Туле* вршио испитивања са најчистијим честицама кречне глине, код којих је брзина тонења била знатно мања, тек 40 милиметара на сат, или око 1 метар на дан, што значи да би се до дубине од 4500 метара спустиле у потпуно мирној води тек за нешто мање од 13 година. Под истим се условима чиста глина са океанског дна, и отпорна слабијим киселинама, спушта бар за 6 до 8 пута спорије[2]).

---

[1]) *J. Thoulet, Expériences sur la sédimentation.* Annal. des Mines. Paris. Janv.- Fevr. 1891., 33 стр.

[2]) исти, *Distribution des sédiments fins sur le lit océanique.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences Paris. Tome CXLI. 1905., стр. 669—671.

Наравно, тонење органских и анорганских остатака у океанским водама не може се вршити истом брзином него би се са дубином морало успоравати, пошто се под истим притисцима кречне љуштуре могу мање стегнути и смањити запремину од околне воде, али, с друге стране, се растварање креча у љуштурама са дубином појачава, у главном због повећаних притисака, и из тог разлога органски остаци постају све ситнији и морају све спорије тонути.

О саставу већине пелагичних седимената могу се извући закључци једино с помоћу микроскопа. Тако је утврђено да се могу поделити у потпуно аморфну, гушћу абисалну црвену глину и разне муљеве[1]) са превлађивањем љуштура веома ситних организама, код којих се могу разликовати ови типови[2]).

1. *Глобигерински муљ.* Ако се с помоћу микроскопа испита извучен муљ са дна топлијих делова Атлантског Океана лако ће се моћи утврдити, да је у главном састављен из остатака безбројних и делом врло лепих љуштура фораминифера, веома ситних протозоа са једном ћелијицом, које су за време живота асимилирале растворени карбонат калциума. Од њега су изградили своје љуштуре, сличне пужевљима, али много више издужене. Највећи удео у образовању тога седимента има врста *глобигерина*, са округлим кречњачким оклопом који је избушен порама, па је по њима и муљ добио своје име[3]). У кубном центиметру седимента се нашло до 220000 њихових љуштура или парчади, од којих добро очуване, и већином мање од 1 милиметра, сачињавају тек $^1/_5$ до $^1/_4$ целог седимента, чија је главна маса састављена из најситнијег муља. Али, треба споменути да се седимент назива глобигеринским муљем само у случају, ако садржи бар 30% креча, где превлађују пелагичне глобигерине, а не оне које живе при дну. Ту су заступљени преко 20 њихових разних облика, а поред њих учествују на стварању истог седимента нарочито пелагичне молуске, као што су птероподе и хетероподе, чији танки, кречњачки оклопи могу бити толики, да им парчад заузму површину од неколико квадратних милиметара; од организама са силикатним

---

[1]) Разлика између *глиба* и *муља* је у томе, што се под првим подразумевају збијенији талози најситнијих честица, који су ближи копну, а под муљем растреситији, чије честице могу и слаба кретања воде лако покренути и ускомешати.

[2]) *C. W. Thomson* and *J. Murray, Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger: Deep-Sea Deposits.* London 1891. 525 стр. са 29 табл., 43 карте и 22 диаграма. — Sir *John Murray, Deep-Sea Deposits and their Distribution in the Pacific Ocean, with Notes on the Samples collected by S. S. „Britania", 1901.* Geogr. Journ. XIX. 1902., стр. 691--711. — *John Murray* and *G. W. Lee, The Depth and Marine Deposits of the Pacific.* Mem. of the Museum of Compar. Zoology at Harward College. Vol. 38. № 1. 1909.

[3]) Sir *John Murray, On the Distribution of the Pelagic Foraminifera at the Surface and on the Floor of the Ocean.* Natural Science. July 1897., стр. 17—27.

остацима налазе се радиоларије, диатомее и ситне иглице сунђера, који ретко кад заузимају 10% од целе тежине седимента, док је минералних придодатака још мање и кадикад се јављају у лепим кристалима. Међу њима су нађени плагиоклас, аугит, магнетит и др.

По свима подацима „Челенџер“ експедиције средњи би састав глобигеринског муља био у процентима овакав: карбонат калциума 64·5 — од тога јасни остаци пелагичних фораминифера 53·1, бентонских 2·1, осталих организама 9·2 —, најситнији муљ 30·6, минералне честице 3·3, и остаци силикатних организама 1·6%. Боја глобигеринског муља није му карактеристична ознака, јер се доста знатно мења. Гдегде је ружичаста, негде сива до зеленкасте, жућкаста или мрко жута, али када се седименат осуши постаје бељи и могао би се означити као муљ креде, који се под прстима осећа као ситан песак округластих зрнаца.

Глобигеринског муља нема у свима дубинама, пре свега у литоралним седиментима, јер те животиње претежно живе пелагички; највише га има у топлијим деловима океана, а у млакој и хладној води је карактеризован одређеним облицима. Топле струје могу те животињице преношати до доста великих ширина, са Голфском доспу чак у Северно Море, али у додиру са хладнијим водама почну нагло изумирати, тако на пр. на додиру Курошиве са хладном Ојашиво струјом, на ивицама Голфске и Бразилијанске струје, и јужно од јужне обале Кēпланда.

По испитивањима *Мёрија* глобигеринским су муљем покривена скоро сва благо заобљена била око средњих делова океана, са средњом дубином од 3600 метара, и тек око 70 до 100 километара далеко од обале, али је највише распрострањен по дубинама од 2800 до 4600 метара. Глобигеринских љуштара, међутим, има и у већим дубинама, али су све ређе и горе одржане, док при стрмим падинама изолираних вулкана по пучинама љуштуре нежнијих и млађих облика нестају у дубини око 2000 метара, као и оклопи птеропода. Осим тога је карактеристично да се и садржина креча у глобигеринском муљу тим више смањује што је у већој дубини, јер према подацима „Челенџер“ експедиције у дубинама од 900 до 3500 метара има просечно 70 до 60% карбоната калциума, између 3500 и 4500 метара око 62%, а у већим дубинама 50%.

Географско распрострањење глобигеринског муља највеће је од свих органских седимената, нарочито у Атлантском Океану, где покрива већи део његова дна; у Индијском Океану заузима скоро целу северозападну половину, затим лежи на дну већих јужних ширина, у ужем или ширем појасу, између 30° до 50°, осим тога покрива дно мањих делова Тихог Океана: простор између Аустралије, Нове Гинеје, Фиџи Острва и Новог Селанда, око Каролинских Острва, Соломон Острва и Нових Хебрида, велики простор око Паумоту Острва и мањи око Хаваја̂. Свега заузима око 105 милиона км² или 29·2% целог океанског дна.

У хладнијим морима, на крајњим огранцима дрифта Голфске струје, између Исланда и Шпицбергена, јавља се гдегде и *муљ билуколина,* једне врсте фораминифера, која — као и неке друге — живи на дну мора, што је доказано приликом немачке експедиције бродом „Valdivia“.

2. *Птероподски муљ* је нарочита варијанта глобигеринског, са врло великом садржином карбоната калциума, гдегде до 90%, и врло великим бројем остатака и парчади веома ломљивих љуштура од мекушаца, које су често толике да се виде слободним оком. Веома знатан удео у томе седименту имају *птероподе*, по којима је добио име, а осим њих хетероподе, обе претежно становници тропских и умерених ширина. Сами њихови остаци заузимају четвртину до половине целе тежине муља. Али је важна чињеница да се те нежне љуштуре одрже до релативно малих дубина; зато покривају нарочито узвишења океанског дна, од 700 до 2800 метара.

Птероподски муљ је најраспрострањенији на централном атлантском узвишењу између острва Асцензије и Тристан да Куње, а много мање површине заузима на спољашњој страни Антила и око Азорских Острва. У Индијском Океану покрива дно испред африканске источне обале, од екватора до Острва Сокотра, затим око Никобара и Ментавеи Острва, а у Тихом Океану мале просторе око Фиџи и Паумоту Острва. Свугде заузима толико мале површине да једва покрива 1·5 милион км^2 океанског дна.

3. *Муљ диатомеа* се по своме саставу доста знатно разликује од два прва седимента. Његов главни саставан део су *диатомее*, веома ситне ресине фито-планктона, које се могу распознати само у микроскопу. Свака је од њих састављена из протопласмичке масе и затворена у истинитој мехуни од целулозе. За време живота асимилирају растворе силиција из океанске воде, и од њих изграде лепе оклопе од опала, т. ј. силицијумског хидрата. С тога у муљу диатомеа превлађују остаци силикатних организама, у најповољнијим случајевима до 80% од целог седимента, а садржина креча је по правилу врло незнатна, најчешће знатно мања од 30%, али свакако указује на присуство остатака од фораминифера и ситних бодљика спужви. Муљ диатомеа је врло ситнозрн, у површинском слоју дна је растреситији него дубље, и у влажном стању је ружичасте, зеленкасто-жуте или жућкасто-сиве боје, као што је слама; осушен изгледа бео и под прстима се осећа као фино брашно.

За развитак диатомеа су нарочито погодне хладније и мање слане воде, па су им и седименти у главном ограничени на поларне пределе, где покривају дно од 1100 до 3600 метара дубине. Прилично велики простор заузима на северном делу Тихог Океана, од Камчатке преко Алеута до Острва Ванкувер, јужније од теригених седимената, а најраспрострањенији је око антарктичког копна, где лежи између јужнијих, тери-

гених седимената и севернијег глобигеринског муља, на широком појасу од 1700 до 2300 километара. Донекле је неразумљиво што тога седимента никако нема у непосредној близини одсека субмариног платоа, као наставка антарктичког копна, него само теригених седимената литоралних и пелагичких облика, и ако се тамошњи планкон одликује изобиљем диатомеа[1]). Вероватан узрок томе могу бити дубље струје, које су проузроковане топљењем леда, и које собом односе тонуће љуштуре диатомеа према већим ширинама, где се на известном удаљењу од одсека сталоже. На такве струје не указује само општи распоред температура него и понашање спуштених мрежа за хватање планктона.

Врзо је чудноват налазак муља са диатомеама на тропским ширинама, на пр. при дну између Галапагос Острва и Лиме, где се местимично налази у дубини од 2700 до 5200 метара, или између Маријанских и Филипинских Острва, где покрива врло мале површине у дубини од 4500 до 6000 метара са једним од највећих облика Coscinodiscus rex, чији је пречник око 0·8 мм. У целини овај седимент покрива нешто више од 23 милиона км², односно 6·4% океанског дна.

4. *Радиоларски муљ* је у главном ограничен на тропске пределе, где лежи на дубокоме океанском дну. Радиоларије су такође протозое, животиње са једном ћелијицом, одликују се већином округластом и прорешетаном силикатном љуштуром са бодљама, али често имају и друкчији, врло леп и симетричан састав доста компликованих геометријских комбинација. Њихова парчад се, као споредни придодаци, налазе у свима седиментима глобигеринског муља, а местимично их има и у највећим дубинама, до 8200 метара. У овом муљу је удео радиоларија доста незнатан, заступљене су са $^1/_9$ до $^1/_{10}$ целе тежине; поред њих има парчади других организама: диатомеа, иглица сунђера и зуба ајкуле, а остатак је веома ситан муљ са материјалом вулканских ерупција, зрнаца мангана и космичких метеорита.

Седимент радиоларског муља је црвенкасте, негде затвореније и мрке, негде светлије боје, али кад се осуши изгледа као жућкасто-мрк ситан прашак. По своме саставу је сличан абисалној црвеној глини, — могло би се рећи да јој је локална варијанта —, али му је основна глиновита маса мање пластична. Најраспрострањенији је радиоларски муљ на дну Тихог Океана, где заузима скоро целу област од 5° до 15° сев. шир. и од обале Централне Америке до 165° зап. дуж.; мање просторе заузима између Хавајских и Самоа Острва, од 5° сев. до 5° јуж. шир. и од 165° до 175° зап. дуж., око Маријанске потолине, између Алеутских и Хавајских Острва од 37° до 40° сев. шир. и 160° до 180° зап. дуж., и најпосле малу површину северозападно од Паумоту Острва, свугде у већим ду-

[1]) *H. Arçtowski* et *A.-F. Renard, Notice préliminaire sur les sédiments marins recueilles par l'expédition de la „Belgica"*. Mém. de l'Acad. R. Belg. Bruxelles 1901., 30 стр.

бинама од 4500 метара. У Индијском Океану је овим седиментом покривен доста велики део дна јужно од Суматре и Јаве до 15^0 јуж. шир., а на дну Атлантског Океана није нигде нађен. Под радиоларским муљем лежи нешто више од 12 милиона км^2 или $3 \cdot 4^0/_0$ океанског дна.

5. *Црвена глина.* На највећем делу океанског дна од 40^0 сев. до 40^0 јуж. шир. седимент је сасвим друкчијег састава од свију напред споменутих, и по врло малој количини органских састојака најближи је радиоларском муљу. То је црвена, веома пластична и више муљевита глина, већином потпуно хомогена, која се под прстима осећа као најфинији прашак, са неколиким чвршћим честицама, т. ј. микроскопски ситним минералима. И ако се у њој кадикад не могу уочити ни најмањи придодаци креча, ипак се при извлачењима видело да је и она мешовит седимент, и да има читав низ страних тела: појединачне, разбацане остатке пелагичних фораминифера, бодљика и иглица ехинодермата, нешто ређе парчад цефалопода, птеропода и боље очуване силикатне остатке радиоларија, диатомеа, сунђера, метеорите или космичку прашину. Просечна садржина креча у црвеној глини је око $6 \cdot 5^0/_0$ и са већим дубинама се све више смањује: од 8·5 до $5 \cdot 3^0/_0$ на дну од 3600 до 5000 метара до $0 \cdot 9^0/_0$ у дубинама испод 5500 метара. Ако се тај седимент постави у растањењу сону киселину остаје просечно $93^0/_0$ минералног талога. Он је врло различитог порекла, а с помоћу микроскопа се види да му је главна маса вулканска, нарочито превлађује пловучац свих врста и величина, и у свима стадијима растварања, затим вулкански пепео, честице плагиокласа, магнетита, кварца, хорнбленде, мангана, парчад базалта, аугитандезита и т. д. Али таквог вулканског материјала, мангана и кварцних зрнаца има свугде у океану, ма да у врло незнатним, па ипак мерљивим количинама.

Црвена глина је према мањој или већој садржини фероксида и мангана негде светлије, негде тамније и више мрке боје. У Северном Атлантику има боју цигље, због већих количина фероксида, на јужном делу Тихог и Индијског Океана више је мрка, услед већег броја сићушних зрна манган-супероксида, а ближе копну, јужно од Аљаске и Алеута — где бива донашан свежији минералан материјал — боја је плавичастија, док у близини седимената са глобигеринским муљем прелази у сиву.

Најраспрострањенија је црвена глина на дну Тихог Океана, где — са изузетком тропског појаса од приближно 0^0 до 15^0 сев. шир. и југозападног дела око Аустралије — заузима цео простор од 50^0 сев. до 50^0 јуж. шир., са површином око 100 милиона км^2. И корито између Патагоније и Грехемове Земље, Фиџи котлина, делимично котлина Коралног Мора, велика Тонга и Кермадек потолина покривени су црвеном глином. Исти седимент имају на дну Атлантског Океана највеће дубине западног и источног корита, а у Индијском Океану знатно већи део његове главне

котлине са широким жлебом око Великог Аустралног Залива. Црвеном глином је покривено нешто више од 130 милиона км^2 или 36·1$^0/_0$ целог океанског дна.

Ти седименти, који су прешли у облик најситнијег праха, остају веома дуго изложени додиру са подинском сланом водом, али се врло споро нагомилавају, било што је при дуготрајном тоњењу запремина падајућих тела већма смањена, било што би услови у површинским слојевима воде били мање погодни за екстремно расплођивање алга и фораминифера, које имају толико знатан удео на образовању пелагичних седимената. Доспевши до дна њихови се остаци дуготрајним додиривањем са водом оксидирају, али чим буду покривени новим талозима нађу се у промењутој средини дезоксидације и подлегну другим променама. Целокупност тамошњих услова: мртвило, непомичност, огромна околна тишина и мировање, нестанак неких елемената, нарочито кисеоника, све то је изванредно погодно да бездани учини облашћу хемијског деловања, са свима њеним трансформацијама, и физике са процесима растварања, кристализације и адсорпције.

Најбоље се спорост таложења црвене глине показује у чињеници, што су по њој разбацани зуби ајкула, делови и целе кости кита, коштани оклопи корњача неједнако инкрустирани. Код сасвим блиских примера неки су превучени до 2 центиметра дебелим слојем мангана, а други никако. Процес инкрустације је уопште веома спор, па ако се свеже и инкрустиране кости налазе у толикој близини морао се овај абисални седимент веома споро таложити. Можда су и хиљаде година потребне да се образује слој од 10 центиметара дебљине, јер неки остаци организама, који су дреџовима извучени са дна црвене глине, припадају изумрлим врстама, од којих се неке налазе у терцијерним фосилима. Тих чврстих животињских остатака је у органском, кречњачком или силикатном муљу, као и у литоралним седиментима врло мало, а то свакако доводи до закључка да је на тим деловима океана таложење много брже, па се кости и зуби великих кичмењака доста брзо покрију.

Али истинско порекло толико распрострањене црвене глине још није потпуно јасно. *Вивил Томсн* је приликом њеног наласка у дубинама испод 4800 метара заступао мишљење да је и она органског порекла, и да представља последњу трансформацију маринских седимената, односно крајњи нерастворљив талог седимената са карбонатом калциума, који је под утицајем угљеног диоксида највећим делом растворен у мањим дубинама. И *Џон Мёри*, који је друкчијег назора, прихваћа без икакве ограде да креч угинулих организама планктона мора на неки начин ишчезнути, јер би се тако могла појавити црвена глина. Заиста се са повећавањем дубине траг кречњачких љуштура све више губи и од 6000 метара преовлађује црвенкаста абисална глина, а са тим је у вези и

веће богаство дубоке воде у раствореном карбонату калциума. По *Мèрију* је црвена глина анорганског порекла; у главном потиче од растворених силикатних глиновитих земаља, које су се преко океанског дна распрострле континенталним и субокеанским вулканским ерупцијама, а мање би долазила у обзир најситнија глиновита материја теригеног порекла, која је распрострањена у колоидалном[1]) стању. Познато је, да се при вулканским ерупцијама њихов пепео ветровима пренесе до врло удаљених предела, а типски је пример ерупција Кракатауа у 1883 години, којом је приликом вулкански пепео однесен до 3000 километара даљине.

Према анализи црвене глине са разних делова океана, која је пре тога лишена калциум карбоната и по могућству крупнијих минерала и морских соли, главне су јој одлике ове[2]): 1. свака се глина састоји из два хемијски одређена саставна дела, т. ј. аморфних силицијских хидрата са глиновитим карактером, који јој дају њену отпорност, и фино подељених делом стакластих, а делом кристализованих анхидритских силиката, који представљају преостатак од битних супстанција; 2. абисална црвена глина се по основним физичким особинама не разликује од копнене; 3. глиновита супстанца је колоидалне природе, а не кристаласте; 4. и ако је у главном састављена од алуминиума и силиката ипак се не може рећи, да глиновита супстанца има одређен хемијски састав, с тога је назив „глине" више физичка него хемијска ознака; 5. црвена глина је у главном састављена од силиката, алуминиума, фероксида и воде, и типски је производ деградације вулканских минерала субокеанским „зубом времена"; 6. порекло гвожђа је очигледно у црвеној глини јужне полукугле, где су сталожене врло гвожђевите првобитне супстанције, али га је много теже објаснити у глини северне полукугле, где првобитне супстанције имају мање гвожђа од црвене глине, и порекло треба вероватно тражити у речном пренашању растворених гвожђевитих соли са копна у океан.

Општа подела седимената на дну споредних мора и океана. — После свих напомена о узроцима и саставу разних седимената може се дати општи преглед њихових особина, граница њиховог таложења, и површинâ које покривају у појединим океанима. Процентуална средња садржина разних седимената у карбонату калциума ($CaCO_3$), силиција (SiO_2), минерала и најситнијих продуката муља изнесена је по подацима *Томсона* и *Мёриа*[3]), као и граничне и средње дубине дна, на којима

---

[1]) од грчког κολλα = туткало, лепак и εἶδος = спољашњи изглед, сличност; каже се за течности које се не дају кристализовати, а делом и за аморфне минерале, т. ј. за оне, који су без правилног и одређеног облика.

[2]) *Dr. W. A Caspari, The Composition and Character of Oceanic Red Clay*. Proc. of the Royal Society of Edinburgh. Vol. XXX. 1910., стр. 183--201.

[3]) *C. W. Thomson* and *J. Murray*, l. c.

су седименти сталожени, а *Кримл*[1]) је прорачунао одговарајуће површине, али није за све области узео исто мерило, јер је само еупелагичне седименте поделио према врстама. Из целог прегледа се добија утисак, да је Атлантски Океан претежно море глобигеринског муља, Тихи Океан црвене глине, док Индијски Океан има прелазан тип, који је ближи Атлантском.

врста седимената	проц. сред. садржина у				дубине у метрима		површ. у мил. $км^2$			
	$CaCO_3$	SiO_2	минера-лима	најситни-јем муљу	граничне	средње	споредна мора	Атлан-тик	Индик	Пацифик
Литорални					0— 200		24·0	4·7	3·3	1 0
Хемипелагични					180—5120		16·5	13·9	11·4	13·8
плави глиб	12·5	3·3	22·5	61·7	230—5120	2580				
црвени „	32·3	1·0	21·1	45·6	220—2200	1120				
зелени „	25·5	13·7	27·1	33·7	180—2320	940				
„ песак	49·8	8·0	30·0	12·2	до испод 1650	820				
вулкански глиб	20·5	1·8	40·8	36·9	475—5120	1890				
„ песак	28·8	1·4	60·0	9·8	180— 770	440				
корални глиб	85·5	1·4	1·0	12·1	285—3330	1350				
„ песак	86·8	5·0	3·8	4·4	до испод 550	320				
Еупелагични					715—9440			63 1	58·7	150·9
птероподски муљ	79·3	2·9	2·8	15·0	715—2790	1910		0·7	0 2	0·5
глобигерински „	64·5	1·6	3·3	30 6	730—5350	3660		44·2	31·4	30·0
диатомески „	23·0	41·0	15·6	20·4	1100—3610	2700		4·5	10·2	8·5
радиоларски „	4·0	54·4	1·7	39·9	4300—8180	5740		—	1·5	10·7
црвена глина	6·7	2·4	5·6	85·3	4070—9440	4990		13·7	15·4	101·2

Таласи

На океанској пучини је површина тек у изузетним случајевима у потпуном миру, док је на споредним морима за време дуже тишине доста често равна и глатка као огледало. Али се уопште може рећи да је морска површина обично усталасана.

Ако се упита шта је таласање мора, и каква му је структура, могло би се једино са поузданошћу одговорити, да ништа није неправилније и разноличије од узбурканог мора. Услед спољашњих утицаја водене се масе набацују, сударају се једне са другима и одржавају хаотично стање водене површине. Тек по престанку ових утицаја море почиње да се умирује. Океанска вода остаје само под унутрашњим утицајима теже и своје инерције. Тада таласни облици постају правилнији, и тек то правилније кретање може се назвати као *таласање*. Од њега треба поћи ако се хоће да постави теорија таласа[2]).



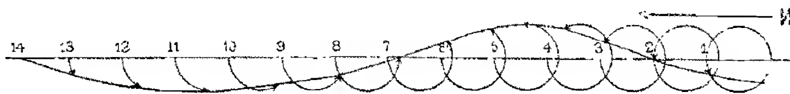
[1]) *Dr. Otto Krümmel*, l. c., стр. 205.

[2]) Најновији радови о теорији, облицима, димензијама и деловању таласа цитирани су у делу *Douglas Wilson Johnson, Shore Processes and Shoreline Development.* New York. John Wiley & Sons, 1919., стр. 46—54 и 83—86.

Теорија таласа. — Код таласања је непрекидно кретање водених маса унапред само привидно. У истини се при кретању таласа крећу унапред само њихови *облици*, брежуљци и долине, али водене честице осцилирају једино око свога положаја равнотеже. Са унапредним кретањем таласног профила није скопчано кретање водених маса. Ако се честице ма у коме правцу удаљавају од положаја равнотеже настају транслацијони таласи и водене струје, т. ј. истинита кретања.

То се види и по малим предметима, који пливају по усталасаној води. Ако се на пр. посматра парче дрвета, видеће се како се са таласом издиже и спушта, али при томе не мења много своје место, и изгледа као да талас испод њега протрчава. Код таласања сваки молекил воде има кружно кретање или осцилирање око непомичног средишта, као и извесна тачка на точку, а слично је кретање и оног парчета дрвета. Према томе висина таласа није ништа друго него пречник круга по коме се молекил креће. Утисак да се *таласи* крећу настаје услед непрекидног мењања таласног профила: долине се стално смењују са брежуљцима, а ови са долинама, али се тај процес може најочигледније приказати графички.

Под било каквим спољашњим утицајем: ударима, дувањем, мешањем или љуљањем, равнотежа водене површине у резервоару се поремети и почну се јављати мање-више правилни таласи. То исто се показује и на океанима при дувању ветрова. Ако се претпостави да дува благ, правилан источни ветар, он ће прво ударити на молекил 1, за њим на молекил 2, па 3 и постепено сваки даљи (скица 228). Под његовим утицајем свака од тих честица напушта положај хидростатичке равнотеже, јер је притиском потиснута на доле. Кад ветар таман доспе до молекила 14, он је још у равнотежи и непоремећен, али се молекил 13 на своме осцилаторном кретању померио на ниже, на пр. за 30^0, јер је ветар на њега почео утицати раније, молекил 12 се спустио за 60^0, а сваки се источнији спустио за 30^0 више, па је у истом тренутку молекил 2 доспео у првобитан положај, т. ј. описао је 360^0, док се молекил 1 понова спустио за 30^0 испод положаја равнотеже, т. ј. дотле је описао 390^0.



Скица 228.

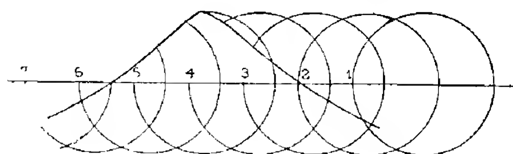
Ако се линијом повежу истовремени релативни положаји свих молекила, добиће се графички приказ једнога таласа, који у овом случају има облик трохоиде[1]). Тада ће се видети, да се у истом тренутку кад ветар доспе до молекила 14, молекил 11 најдубље спустио испод по-

[1]) по грчкоме τροχός = точак и εἶδος = облик, сличност; трохоида дакле означава облик, који описује извесна тачка на точку при кретању по равном путу.

ложаја равнотеже, а молекил 5 се највише издигао над њим. Али ће се у идућем тренутку облик нешто променути, јер ће се молекил 12 спустити најниже испод нормалног положаја, а молекил 6 ће бити највиши. После идућег тренутка ће се то догодити са молекилима 13 и 7 и т. д. Молекили су, дакле, остали у истом кругу, али се профил таласа премешта у правац дувања ветра.

Из скице се уједно види како се водене честице у таласној долини крећу у сусрет долазећем таласу, т. ј. у противном правцу ветра, док се честице таласног брежуљка крећу са њим унапред. Осим тога графички приказ показује, да је таласна долина увек блажијих облика од брежуљка, т. ј. да је вертикално удаљење најдубљег места у таласној долини исто као што је на средњем делу таласног брежуљка, али је прва дужа од другог и зато су тамо блажији нагиби.

У случају када се спољашњи утицаји знатно појачају, повећаће се и кружне путање честица. Ако се претпостави да су све честице воде, које ће учествовати у кретању, исто онолико удаљене једна од друге као у скици 228, али да је спољашњи утицај, т. ј. ветар, знатно појачан, облик таласа ће постати много оштрији и брежуљак ће се завршити скоро у врху, што се види из скице 229. Сада је трохоида прешла у изразит облик *циклоиде*[1]), а од обичног је таласа постао вал. То исто би се догађало ако би се све честице у скици 228 све више ближиле једна другој, јер би дужина целог таласа постајала све краћа, а пошто би му висина остајала иста, имао би све оштрији облик и најпосле би добио изглед циклоиде. То је најкраћи и најоштрији облик кога би талас могао имати по теорији.



Скица 229.

Али, да би молекили могли описивати потпуне кружне путање, морале би непосредно дубље честице бити потиснуте на ниже. При том би се равнотежа код њих пореметила, па би и оне почеле учествовати у кретању. Међутим се тренутни положаји појединих дубљих молекила на њиховим путањама не би могли одредити, и њихово кретање се не би могло пратити, кад не би било познато: 1. да сваки површински молекил има кружну путању, чији је пречник једнак таласној висини, 2. да све честице на истом нивоу имају једнаке кружње путање са истим пречником, и 3. да се пречник кружних путања смањује у геометријској прогресији при аритметичком повећавању дубине. Та размера се може изразити и *Ранкин*овим емпиријским законом: Ако се дужина таласа подели на девет једнаких делова, онда ће се на свакој већој деветини

[1]) *Циклоидом* се означава облик који описује извесна тачка на *обиму* точка, ако се креће по равном путу.

пречник молекиларних путања смањити за половину. Другим речима, у дубинама разломака таласне дужине

$$0,\quad {}^1/_9,\quad {}^2/_9,\quad {}^3/_9,\quad {}^5/_9,\quad {}^7/_9,\quad {}^9/_9$$

биће пречник молекиларних путања, према површинском, оволики:

$$1,\quad {}^1/_2,\quad {}^1/_4,\quad {}^1/_8,\quad {}^1/_{32},\quad {}^1/_{128},\quad {}^1/_{512}$$

На пучини је при јачим ветровима средња дужина таласа 100 метара, висина 3·4 метра, па је и пречник површинских молекиларних путања једнак таласној висини. У дубини од 11 метара пречници ће бити 1·7 м., у 22 метра дубине 0.85 м., у 55 метара тек 10 центиметара, а у дубини од 110 метара нешто већи од 3 милиметра. Ту би се таласање једва осећало. Наравно да се код дужих таласа, и са већом висином, таласање осећа у још већим дубинама. Тако би код таласа са дужином од 180 метара и висином од 4·2 метра, пречници кружних путања код молекила у 20 метара дубине били 2·1 метар, а иста је толика и таласна висина, у 100 метара дубине би били 13 цм., а у 180 метара 8 милиметара. По теорији би се кретање смањило до нуле тек у бескрајној дубини, али се у истини видело да знатно ослаби већ у дубини од неколико десетина метара. При свем том треба упозорити, да се у Атлантском Океану кретање таласа кадикад осећа до 1500 метара, где престају ударати и кварити телеграфске каблове.

Али, пошто је сваки дубљи слој воде под све већим притиском, и сваки међуслој има према вишем слоју већу, а према дубљем мању густину, биће сви дубљи молекили спречени у слободном кретању. Они не могу описивати потпуно кружне путање, нарочито у плитким водама, него са дубином добијају све изразитији облик елиптичних кретања, јер се мала осовина у односу хоризонталне, велике, све више смањује, да се при дну смањи скоро до нуле и честице се једноставно крећу у хоризонталном правцу, унапред и унатраг. Само у дубоким водама честице у површинским слојевима описују кружне путање, дубље све спљоштеније елипсе, а при дну праве линије.

То је у главном теорија осцилацијоних таласа, који се *по престанку* ветра јављају и у природи, као што ће се доцније видети. Али је сумњиво, да ли таласи икада имају тачан облик благе трохоиде, каква је приказана у скици 228, јер горња теорија не испуњава потпуно услове њиховог образовања. Још на једно питање није одговорено: да ли у течној маси остане свака честица заиста у истом релативном положају, у коме је била пре почетка таласања? На то се добија негативан одговор, јер се при јачем деловању ветра морска површина врло неправилно ускомеша, при чему извесне масе воде бивају пренашане са једног места на друго, ма да то не морају бити праве и изразите струје. По свему се види, да теорија таласања није потпуно тачна, али је ипак

сигурно, да структура формираног таласања изнад дубоког мора толико мало одступа од теоретског трохоидног облика, да се *Стокес*ова модифицирана теорија осцилацијоних таласа највише ближи природним појавама[1]).

Димензије океанских таласа и брзина пропагације профила. — Из графичких се приказа видело, да је сваки талас састављен из два дела: таласне долине и брежуљка, а искуством и теоријом је утврђено да су разни елементи таласања једни са другима повезани одређеним, доста једноставним формулама, које вреде за све случајеве таласања изнад дубоких делова океана.

Вертикално удаљење од највише до најниже тачке код таласа је његова *висина*, а хоризонтално удаљење од врха једног до врха другог таласног брежуљка је *дужина*. Појам периоде ће бити најлакше разумљив, ако се претпостави да се кретање таласа посматра са усидреног брода. Тада ће размак у времену, за које два узастопна таласна брежуљка промакну испред посматрачевог ока, означавати *периоду*, а то је исто онолико време за које честице воде опишу при своме кружењу потпун круг и доспу у исти ранији положај. *Брзина пропагације* или унапредног ширења таласног профила одређује се временом, за које извесна тачка таласа, најбоље врх његова брежуљка, пређе целу дужину усидреног брода или одређену дужину другог непомичног предмета; она се поделом времена (у секундима) са дужином (у метрима) може изразити у м/сек.

Између брзине пропагације V, таласне дужине L и периоде T постоји једноставан однос

$$(1.) \qquad L = VT,$$

по коме се могу одредити и вредности V и T. Да би се дошло до погодног облика формулâ треба поћи од ових факата:

Скица 230.

Уопште је потисак у течности резултанта притисака, које она врши на површину неког загњуреног тела или на ма који део саме течности. У случају орбиталног кретања таласа потисак треба да одржава равнотежу са резултантом MA, која је састављена из двеју компонената: прве MB или тежине mg честице M, где је m њена маса, а g акцелерација земљине теже, и друге MC, која одговара сили инерције $m\omega^2 r$, где је ω угаона брзина честице на њеној ротацији по кругу са полупречником $r =$ OM (скица 230). Потисак је, дакле, управљен правцем FM, а прâва линија MF мора бити усправна на трохоиди таласа.

[1]) *Georg Gabriel Stokes, On the Theory of Oscillatory Waves.* Mathem. and Physical Papers. I. 1880. стр. 197—229.

Али се та линија пресеца са вертикалном линијом OF на толиком удаљењу, да је FO једнако полупречнику R већег круга, који би произвео сличну трохоиду.

Из двају сличних троуглова FOM и MBA добија се пропорција

$$FO : MB = OM : BA$$

или $$R : mg = r : m\omega^2 r,$$

а по њој је (2.) $$R = g : \omega^2$$

Међутим се према особинама трохоида добијају и друге формуле, по којима је

$$(3.)\quad L = 2R\pi$$

$$(4.)\quad \omega T = 2\pi.$$

С помоћу ових вредности и формуле (1) могу се одредити величине V и T. Брзина пропагације је по њој $V = L : T$, али ако се две последње вредности замену формулама (3), (4) и (2) биће

$$(5.)\quad V = \frac{2\pi R}{2\pi : \omega} = R\omega = \frac{g}{\omega^2}\omega = \frac{g}{\omega} = \frac{gT}{2\pi}.$$

По томе се може закључити да брзина пропагације стоји у правом односу са периодом таласа.

Периода таласа се може одредити непосредно по формули (4), по којој је

$$(6.)\quad T = \frac{2\pi}{\omega} = \frac{2\pi V}{g},$$

јер је према формули (5) $V = \frac{g}{\omega}$, а по томе је $\frac{1}{\omega} = \frac{V}{g}$. То значи, да периода таласа стоји у правом односу са брзином пропагације. Али, како је по формули (1) $T = \frac{L}{V}$, а по формули (5) $V = \frac{gT}{2\pi}$ биће $T^2 = \frac{2\pi L}{g}$

а по томе (6a.) $$T = \sqrt{\frac{2\pi L}{g}},$$

другим речима: периода је пропорцијонална другом корену таласне дужине. Зато дугачки таласи имају увек већу периоду од краћих.

То исто вреди и за брзину пропагације, јер је

$$V^2 = \frac{gL}{2\pi}$$

и с тога (5a.) $$V = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}},$$

што значи да је и она пропорцијонална другом корену таласне дужине. Брзина пропагације се може изразити и друкчије, ако се L замени са десном страном формуле (3), у коме је случају

$$(5b.)\quad V = \sqrt{gR},$$

т. ј. таласан профил се шири унапред истом брзином, коју би имало слободно тело у падању, кад би се спустило до $^1/_2$ R.

Према горњим се вредностима за таласну дужину добијају ове формуле

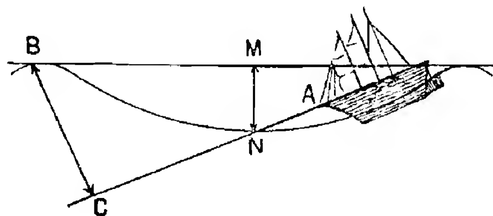
$$(7.) \qquad L = \frac{2\pi V^2}{g} = \frac{gT^2}{2\pi}$$

Како је у свима формулама $\pi = 3{\cdot}14159$, а $g = 9{\cdot}8063$, биће $\sqrt{2\pi : g} = 0{\cdot}8$, $2\pi : g = 0{\cdot}64$, $\sqrt{g : 2\pi} = 1{\cdot}25$, $g : 2\pi = 1{\cdot}56$, и све ће добити много једноставнији изглед:

$$T = 0{\cdot}8\sqrt{L} = 0{\cdot}64\,V;\quad V = 1{\cdot}25\sqrt{L} = 1{\cdot}56\,T;\quad L = 0{\cdot}64\,V^2 = 1{\cdot}56\,T^2.$$

На тај се начин дошло до крајњег закључка, да су таласна дужина, периода и брзина пропагације заиста у тесној вези, и ако је само једна од њих позната могу се непосредно одредити и две остале.

Четврти основан елемент, т. ј. висина таласа, може се одредити само опажањем. Али, како још није пронађен довољно сигуран начин мерења није никакво чудо што се на пучинама већином прецењује. Висина се најчешће одређује са палубе, али је при сваком таквом мерењу брод бар нешто нагнут према таласној долини, па се с тога добија утисак да је претерано велика, што се види из скице 231. Посматрач са тачке *A* пројицира најнижи део таласне долине *N* у правац *C*, а због нагнутости брода му се чини да је таласна висина одређена линијом BC, док у истини одговара линији MN, која је знатно краћа.



Скица 231.

Најсигурније би се висина одредила фотограметријском методом, којом су на доста лак начин измерене разлике у неравностима копнених предела, али би ју требало погодно преиначити за мерење таласних дужина и висина. Такав је инструмент конструисао *Пулфрих*, који је први пут примењен почетком овог столећа, а принцип му је врло једноставан. На палуби се два фотографска апарата поставе на крајевима подужег постоља тако, да плоче леже у паралелној равни постоља, да су оптичке осовине обеју комора такође управљене упоредно једна према другој, и да стоје усправно на равни плоча. Са оба се апарата у истом тренутку сними слика таласа, а доцније се зготовљене фотографије метну у т. зв. стереокомпаратор и кроз њега посматране дају мирну просторну слику заталасане морске површине. Тада се по законима фотограметрије одреде два главна елемента таласа, т. ј. њихова висина и дужина.

Пари је непосредним опажањима и мерењима таласа са бродова француске морнарице од 1867 до 1870 скупио око 4000 података са ра-

зних делова океана [1]), па се при упоређењу опажених и прорачунатих вредности показало доста добро подударање, и ако му сви подаци нису довољно тачни, а неки можда и непоуздани. Он је избегавао да врши мерења близу обала, код мореуза и у затвореним заливима, него искључиво на пучинама, и с тога му средње вредности појединих елемената дају доста тачне појмове о истинитим димензијама океанских таласа. Поред њих ће се унети и прорачунате вредности, да би се видело колико се слажу једне са другима.

ДЕО ОКЕАНА	брзина V у м/сек.		периода T у сек.		дужина L у метрима			висина H у м.		однос L : H
	опаж.	$1{\cdot}25\sqrt{L}$	опаж.	$0{\cdot}8\sqrt{L}$	опаж.	$0{\cdot}64\, V^2$	$1{\cdot}56\, T^2$	средња	највећа	
Атлантик, појас пасата	11·2	10·8	5·8	6·0	65	70	61	1·9	6·0	35·2
Ј. Индик. „ „	12·6	13·1	7·6	7·3	96	88	104	2·8	5·0	35·3
„ Атлантик „ зап. ветр.	14·0	15·5	9·5	8 6	133	109	163	4·3	7·0	31·0
„ Индик „ „	15·0	15·2	7·6	8·0	114	125	104	5·3	11·5	21·5
Зап. Пацифик	12·4	13·6	8·2	7·5	102	85	121	3·1	7·5	33·0
Ист. Кинеско Море . .	11·4	11·9	6·9	6·6	79	72	86	3·2	6.5	24·6
средње вредности . . .	12·8	—	7·6	—	98	—	—	3·4	—	28·6

Сви ови предели се одликују релативном сталношћу ветрова са одређених квадраната, чак и Источно Кинеско Море, на коме се у току године смењује копнени са морским монсуном, те су с тога на тим деловима океана и таласи правилније развијени. По њима се може закључити да се у средњу руку таласни профил прогресивно шири брзином око 13 м/сек, да је периода таласа 7·5 секунада, дужина 100 метара, висина 3·5 метра, и да је дужина око 30 пута већа од таласне висине. Код брзине пропагације и периоде таласа се опажене и прорачунате вредности много боље слажу ако се употребе формуле по којима су брзина и периода пропорционалне са другим кореном таласне дужине, док се код обе формуле за дужину таласа јављају готово иста одступања у супротним правцима опажене дужине, те се тек средњом вредношћу обеју добија скоро потпуно тачно подударање са опаженим дужинама. Тако би на западном делу Тихог Океана средња дужина из двеју прорачунатих вредности била 103 метра, док је средња опажена дужина 102 метра, а само би за појас пасатских ветрова на Индијском Океану разлике биле веће, 91 према 96 метара. Код размере између дужине и висине јављају се у појединим случајевима врло знатна одступања, а крајњи екстреми су 10 и 50.

[1]) *A. Pâris, Observations sur l'état de la mer recueillies à bord du „Dupleix“ et de la „Minerve“ 1867—70.* Revue Maritime et Colonionale XXXI. 1871., стр. 111—127.

У мањим затвореним и ивичним морима и таласне су димензије мање него на слободном океану, а исто су тако мање изнад плићака, јер дно јако смета њиховом правилном развитку и много им поремети облик, те су у близини обала врло неправилни.

Напослетку треба споменути да таласи настају разним узроцима и да према њима имају различите димензије. У њиховој класификацији најзначајнији су ветровни и дислокациони, одн. експлозијони таласи, али ће се даље споменути и неки од мање важности.

Ветровни таласи. — Најглавнији тип океанских таласа изазван је утицајем ветра. Кад ветар почне деловати изазове на морској површини неједнаку поделу притисака, јер никад не дува са истом, непромењивом јачином него на махове, у неправилним, слабијим и јачим ударима. На тај се начин под утицајем неједнаких притисака и трења ваздуха са површинским честицама воде почну образовити таласи. Њихов је даљи развитак олакшан тиме, што ветар јаче учиче на издигнуте него на заштићеније, угнуте делове таласа, те се профил таласних брежуљака креће унапред: с једне стране непосредним притиском, а с друге трењем са покренутим ваздушним честицама. Тим радом се код таласа све више повећавају димензије, док за одређену брзину ветра није достигнута граница таласне висине.

На основу посматрања је доказано, да се са јачином и трајањем ветрова повећавају сви елементи таласа на океанској пучини: висина, дужина, брзина и периода, али у неједнаким размерама. Ако су ветрови благи, море се благо заталаса, али што дуже дувају, и што су јачи, тим изразитије ће бити таласање и осећаће се све дубље. Најбржи је прираштај у висини; дужина почне споро да се повећава, али доцније све брже и премаши прираштај висине. Најспорије се повећава брзина пропагације. Ако се правац и јачина ветрова не мењају, таласи ће, после извесног времена, престати да се повећавају и задржаће непромењив облик. Тек ако ветар почне слабити почну се смањивати и димензије, опет у истом односу као што се повећавају. Најбрже се смањује висина, а спорије дужина и брзина пропагације.

Овде треба споменути још неколико чињеница, које су врло важне. Почетна висина осцилаторних таласа не зависи само од јачине и трајања ветра него и од океанског простора на коме дува. Слаб поветарац ствара само мале таласе, који се до извесне границе повећају, али никад неће постати велики вали. На појасу пасатских ветрова талас брзо добија максималну висину, која одговара одређеној брзини ветра, а после тога се не повећава, ма ветар данима дувао са истом јачином. У опште се може рећи да брзина ветра у км/час подељена са 10·8 даје висину таласа у метрима. Тако је при бури од 71 км/час (или 19·7 м/сек.) средња висина таласа 71 : 10·8 = 6·6 метара. Али у таквим случајевима, при бурним

ветровима, највећи се вали не појаве при њиховој максималној брзини него доцније, кад ветар почне слабити. То би се, можда, могло протумачити тако, што врло велика снага ветра одува таласне брежуљке и одбаци их у долине испред њих, а тиме је висина смањена, док се при малаксавању буре самостални и неправилни таласи почну постепено састављати и спајати у мањи број већих таласа, јер им ослабљен ветар не мења много величину.

На висину таласа утиче и трајање ветра, али само дотле док се не повећа до максималне границе. Кад почне дувати поветарац на морској се површини појаве мали таласићи, али им се при даљем дувању димензије постепено повећавају, ма да јачина поветарца остане иста. Ако се брзина ветра изненада повећа изазваће и већу висину таласа, па и у том случају неће дуго трајати да се још више повећа, и ако ветар дува непромењеном снагом, о чему има потпуно сигурних доказа. Начин, како се мали ветровни таласи повећавају још није тачно познат, али су већ пре једног столећа постављени главни узроци: 1. сталан хоризонталан притисак ветра на таласни брежуљак, чиме се орбитална кретања водених честица повећавају; 2. спајање неколиких мањих таласа, који се крећу у истом правцу; 3. притисак великог таласа на идући мањи талас, услед чега се овај повећа; 4. укрштавање таласа, који се крећу у разним правцима[1]). По тим би се чињеницама могло доћи до вероватног закључка о повећавању таласа. Јер, како је хоризонтална брзина ветра највећа при врху таласног брежуљка, ту ће ваздушни притисак, са деловањем на ниже, бити најмањи, а обрнуто ће бити у таласној долини, те је она с тога потиснута на ниже, а брежуљак издигнут.

У случајевима, када се при сталном деловању ветра висина таласа повећа до максимума, мора се даљи прираштај енергије у таласном кретању показати у повећавању дужине и брзине пропагације. Тиме се могу објаснити многе несугласице у подацима о односу брзине ветра према таласима.

Непосредне везе између разних јачина ветрова и димензијâ таласа могу се показати у неколико примера. *Корниш* је употребио скоро сва мерења француских испитивача и дошао до закључка да су при разним брзинама ветра висине таласа на океанској пучини у средњим вредностима оволике[2]):

брзина ветра км/час	3·2	8·8	20·0	29·0	40·2	51·8	61·6	70·8	84·0	99·5
висина таласа у м.	0·6	1·0	1·9	2·8	3·3	5·2	5·05	6·3	7·75	8·5

[1]) *Ernst-Heinrich Weber und Wilhelm Weber, Wellenlehre auf Experimente gegründet oder über die Wellen tropfbarer Flüssigkeiten mit Anwendung auf die Schall- und Lichtwellen.* Leipzig, Gerhard Fleischer 1825., стр. 25.

[2]) *Vaughan Cornish, On the Dimensions of Deep-Sea Waves, and their Relation to Meteorological and Geographical Conditions.* The Geogr. Journ. Vol. XXIII. 1904., стр. 623—645.

Везе између брзине ветра и брзине пропагације таласног профила не одговарају одређеном закону. Често се таласи шире унапред већом брзином од ветра, а исто су тако чести и обратни случајеви, али је по свему много вероватније да ветрови најчешће имају веће брзине од унапредних кретања таласа. *Шот* је то нашао при свима својим мерењима, што се види из ових података[1]):

брзина ветра м/сек.	8·8	9·7	10·7	17·0	18·0	21·0
„ таласа м/сек.	7·2—7·8	8·8	8·2—10·2	14·7	13·3—14·2	18·3

Исто се тако показало да и однос између таласне дужине према висини зависи од јачине ветра. Према *Шоту* је при умерено узбурканом мору однос 1 : 18, при бурном 1 : 18 до 1 : 13, док је *Пари* дошао до нешто друкчијих закључака. По њему је при слабо заталасаном мору однос 1 : 39, при бурном 1 : 21, док се при јако узбурканом повећа на 1 : 19.

Наравно да под разним околностима елементи таласа могу добити много веће димензије од просечних. Тако су на Средиземном Мору опажене висине до 7·6 и 10·3 метара, а на Северном Атлантском Океану 13·1 метар. На Јужном Тихом Океану таласи достижу висине од 13·7 до 15 метара, а ако се два велика таласа укрсте и пресеку може се тренутна висина повећати до 15·5, па можда и 18 метара. Али *Шот* истиче да су и при потпуно развијеном оркану истинске висине таласа у сасвим изнимним случајевима 15 метара, а највећа би висина била 18 метара.

Доста су чести случајеви да при таласању мора разни таласи имају врло неједнаке висине, што би се вероватно могло објаснити чињеницом да је тај низ комбиновано деловање двају или више низова таласа, који се крећу у истом правцу, и од којих сваки има различиту, али прилично константну, дужину и висину. На тај би се начин могли појавити поједини таласи са висином од 12 и 13 метара, кад би код двају низова први имао висину од 6, а други од 7·5 метара. Ако би се састале долине једног са брежуљцима другог низа таласа висина би се знатно смањила, што би се најјасније могло приказати графички[2]).

Према анализи француских посматрања је за дужину таласа доказано, да не стоји у правом размеру са повећавањем таласне висине него се брже повећава од ње. Тако је код краћих таласа од 30 метара однос висине према дужини 1 : 17, код таласа са дужином од 30 до 60 1 : 20, од 60 до 90 метара 1 : 25, а од 90 до 120 метара 1 : 27, али се код већих таласних дужина односи не слажу са теоријом. Иначе бурни

---

[1]) *Gerhard Schott, Über die Dimensionen der Meereswellen.* Festschrift Ferdinand Freiherrn von Richthofen zum sechzigsten Geburtstag. Berlin 1893., стр. 235—265. — исти, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See 1891 und 1892.* Pet. Mitt. Ergänz. Hf. 109. Gotha 1893.

[2]) *Vaughan Cornish,* l. c., стр. 625, 628, 631 и 633.

таласи на пучини већином нису дужи од 180 метара, веома ретко 200 метара, а једанпут је измерена и већа дужина од 240 метара. Само је при изнимно јаким бурама на јужним океанима *Пари* опазио и дуже таласе, неколико од 275 и више метара, један од 400 метара, а највећа просечна дужина им је била 235 метара.

С погледом на брзину пропагације профила чешће је било опажено да је много већа од брзине орбиталних кретања водених честица. Тако би 120 метара дугачак и 4·5 метра висок талас имао брзину пропагације од приближно 12·5 м/сек, док би честице кружиле по својој путањи брзином од 1·6 м/сек. Код великих океанских таласа је брзина унапредног кретања профила око 6 до 8 пута већа од орбиталне брзине, али правилних веза између њих нема. Једино се може рећи, да је у дубоким водама брзина пропагације таласа пропорцијонална другом корену дужине.

Сви ови таласи, који се образују под непосредним утицајем ветрова, зову се код већина народа *„море“*, па и код наших primораца. Њихови облици могу бити симетрични, ако су брзине ветра и пропагације таласа исте. Ако је брзина ветра већа од брзине пропагације оштар трохоидан профил таласа се мења. Тада је унапредно кретање водених честица у таласном брежуљку убрзано, док је ретроградно кретање у долини успорено. А како су долине више заштићене од ветра, успоравање је код њих слабије од убрзавања на брежуљку, услед чега предња страна постане стрмија, а профил таласа врло асиметричан: таласи се нагињу у онај правац, према коме ветар дува, и при бурном ветру се пребаце. Ако је ветар спорији од брзине пропагације профила таласи се нагињу унатраг, према ветру, и опет облик постане асиметричан. За овај тип таласа је карактеристично да је по престанку ветра „море“ и даље активно, и својом кинетичном енергијом чини пустош на жалу.

Кад асиметрични таласи изађу из предела бурних ветрова, којима су изазвани, облик им постаје заобљенији, симетричан, сличан трохоиди, ма да је на пучини изнад дубоких вода опажена и при тихом времену нешто стрмија предња страна. „Море“, дакле, због велике покретљивости воде, ствара нове системе таласа, који се могу проширити до неколико стотина и хиљада километара далеко од предела на коме је дувао снажан ветар. Такви блажији и правилнији облици таласа јављају се нарочито у екваторијалним областима маина, правилних пасатских ветрова и на другим деловима океана без јачих ветрова. То је карактеристичан облик *таласања мора* или *мртвог мора* код наших морнара (франц. houle, нем. Dünung, енгл. Swell), који најбоље одговара теорији. Из тог је разлога море кадикад и при тихом времену усталасано, и једно за другим се ваљају дугачки, доста правилни таласи изразитог трохоидног облика, док „море“ има више облике циклоида, и површина му је узбуркана валима неједнаких величина.

Изгледало би да ће код мртвог мора димензије таласа бити мање но што су при „мору“, будући су први последице других, присиљених таласа, али није увек тако, јер је *Шош* при испитивањима на Јужном Атлантском и Индијском Океану, од 7⁰ до 37⁰ јуж. шир., добио за све елементе таласа код мртвог мора доста веће вредности, што се види из ових података: Код ветровних је таласа нашао да се брзина пропагације мења од 7·2 до 14·7 м/сек., дужина од 33 до 130 метра, периода од 4·6 до 8·8 секунада, док су код таласа мртвог мора брзине пропагације варирале од 8·2 до 23·5 м/сек., дужине од 41 до 342 метра, а периоде од 5 до 14·5 секунада. Исто се показало и код таласних висина. Оне су се код првих таласа при јачини 5 Бофорове скале[1]) мењале од 0·8 до 2·0 метра, при јачини 6 од 2·5 до 4·1, док су код других таласа при маинама (0) биле 2 до 4 метра. По томе није чудо, што је француски адмирал *Мошец* опазио највећи талас са дужином од 835 метара на мртвом мору Северног Атлантика, вероватно као последицу комбинације двају низова таласа са разним димензијама.

Земљотресни и експлозијони таласи. — Кадикад се на океанима појави друга врста таласа која је изазвана субокеанским земљотресима, дислокацијама, вулканским експлозијама и ерупцијама. Сви они постају на дну океана одакле се прошире до површине и ту могу произвести доста чудновато, а при обалама и пустошеће дејство, али ипак немају већи морфолошки значај због релативно ретких појава. Ти таласи се јављају у два облика, као лонгитудинални (или еластични) и трансверзални, од којих се последњи одликују огромним димензијама[2]).

При сваком потресу океанског дна стварају се кратке, брзе осцилације водених честица, које се према површини шире са брзином звука, па ако се у близини епицентра случајно појави какав брод, осетиће слабије или јаче ударе, као да је насео на спруд или плићак: издигне се, па се после спусти. Нарочито се то догађа на екваторијалном делу Атлантског Океана, између Стена Светог Павла (1⁰3′ сев. шир., 29⁰30′ зап. дуж.) и 1⁰ јуж. шир., 18⁰ зап. дуж., где је било око 90 таквих случајева. Кадикад су удари тих лонгитудиналних таласа толико јаки да бродове избаце из воде, да изломе јарболе или да цео брод униште. О њихову утицају на кретања морске површине има разних података. У неким случајевима пучина остане непоремећена, мирна и бистра, у другима је ранија узбурканост знатно ублажена, а у некима почне снажно таласање, па се на плићацима вода замути и са дна се дижу гасови сумпороводоника, као продукта трулења органске материје.

---

[1]) в. стр. 480.

[2]) *E. Rudolph, Über submarine Erdbeben und Eruptionen.* Gerlands Beiträge zur Geophysik. 1887, стр. 133—365; Zweiter Beitrag, ibid. 1895, стр. 537—666; Zweiter Beitrag. Fortsetzung. ibid. 1897, стр. 273—336.

Друга и важнија група таласа, која је такође у вези са земљотресима, изазвана је дислокацијама океанског дна, нарочито клизањем и обурвавањем подморских издигнутих маса земљине коре, и субмаринским експлозијама магматичних гасова. Механизам тих таласа још није довољно познат, али се — вероватно — упоредо са издизањем подинских пласа издигне и цела водена маса изнад тога дела океана. Тиме је настао поремећај хидростатичке равнотеже, јер се један део морске површине издигао изнад нормалног нивоа, а њеним спуштањем у циљу повраћаја равнотеже створен је велики талас транслације[1]). Он се са великом брзином прошири преко целог океана, али му се на пучини висина нагло смањује. Са овима су по спољашњем изгледу веома слични експлозијони таласи субмаринских вулканских процеса, и тешко би се могла учинити разлика између једних и других, са изузетком оних случајева, у којима се брод налазио у непосредној близини изнад места где је настала експлозија. Тако је капетан брода „Park“ опазио на екваторијалном делу Атлантског Океана, крајем јануара 1878 год., како су при јако узбурканом мору велики млазеви воде избачени до 30 метара висине, а уједно је чуо и потмулу грмљавину. Много раније је, половином јула 1852 године, капетан Шорт на истом делу овог океана осетио да му је брод уздрхтао, и опазио да море свугде унаоколо баца кључеве, као вода при врењу, а нешто даље дизање паре као из каквог димњака. При вађењу батометра се уверио да су једеци били врели, а све то указује на подморске експлозије[2]).

Много су опаснији утицаји дислокацијоних и експлозијоних таласа кад гигантском снагом почну ударати о обале. О њиховом пустошећем деловању има доста историјских података још из Старог Века, али много више из последњих столећа. У два примера је њихово разорно дејство изнесено на другом месту[3]), а овде ће се обратити главна пажња њиховим димензијама. Око 15 минута после снажног земљотреса, који је 23. децембра 1854 године у $9^h 15^m$ ујутру разорио места Осаку, Симоду и Једо на острву Хондо, провалио је са мора у луке до 9 метара висок таласни брежуљак и учинио огромну штету, при чему је и једна руска фрегата ударањем о дно луке потпуно изломљена; њему је следовала исто толико дубока таласна долина, за време које су сви плићи заливи остали суви. Али су око $12^1/_2$ часова по главном удару у Јапану, мареографи[4]) у Сан Франциску почели бележити поремећаје у правилним

---

[1]) в. појам транслације на стр. 722.

[2]) *E. Rudolph,* l. c., 1887., стр. 236 и 309.

[3]) в. поглавље *Сеисмичка дејства,* стр. 257—260.

[4]) ***мареограф*** је инструмент за одређење висине и времена појаве плиме и осеке, који је заштићен од таласних удара и аутоматски врши бележења; по лат. mare = море (у франц. marée и итал. marea = плима и осека) и грч. γράφω = пишем.

токовима плимског таласа, јер се сваких 35 минута јављао по један споредни талас са максималном висином до 40 центиметара. По овим подацима се непосредно види, како се висина сеисмичког таласа на путу преко океана смањила од 9 метара на 40 центиметара, а по њима се могу посредно прорачунати брзина пропагације и дужина таласа. Пошто је удаљење од источне обале Јапана до Калифорније 8400 километара, а време за које се талас проширио преко океана $12^1/_2$ часова, биће брзина пропагације 8400 : 12·5 = 670 километара на час или 186·5 м/сек. Периода је на мареографима одређена са 35 минута, а цело време за које је талас прешао океан је 21·43 пута дуже, по чему је дужина сеисмичког таласа била 8400 : 21·43 = 390 километара. Због толико огромне разлике између дужине и висине ови се таласи на пучини не могу никако уочити.

Али сви споменути сеисмички таласи нису били ни приближно онолики као експлозијони таласи после велике ерупције Кракатауа 26. и 27. августа 1883 год. Ту су се за време целе ерупције догодиле три врло снажне експлозије, а свакој су од њих следовали таласи, и ако није било земљотреса. Они су на оближњим обалама имали висину до 15 метара, многа су места преплављена, нека потпуно нестала, потопљено је преко 36000 људи, и већим делом засуто муљем, а једна лађица са топовима одбачена је до три и четврт километра далеко од обале, на 9 метара изнад морског нивоа. Према остављеним траговима је највиши разбијен вал на свима плитким обалама имао огромне висине, од 20 до 35 метара. Ти таласи су прешли преко целог Индијског Океана; на обалама код Цајлона били су 2·0 до 2·4 метра високи, у Оману и код Сејшела 0·6 м., а код Кēптауна, близу Рта Добре Наде, 0·46 м. Осетили су се и у Атлантском Океану, чак и на европским обалама, око 20000 километара далеко од постанка, али им је ту висина била врло незнатна: у Девнпорту, јужној Енглеској, око 15 центиметара. Међутим, на целом Тихом Океану нису нигде утврђени сигурни трагови о њиховој појави и дејству. Средња брзина пропагације код ових експлозијоних таласа била је приближно 650 километара на сат или 180 м/сек.

И код осталих таласа субокеанског порекла димензије су уопште велике. Брзина пропагације им је 125 до 190 м/сек., периода 15 до 120 минута, дужина 150 до 1100 километара, али им је висина — са изузетком локалних појава при обалама — у главном иста као код ветровних таласа. Те огромне разлике су последице много јачих ендогених сила но што су ветрови. Најчешћа је њихова појава на Тихом Океану, јер су његови ивични делови и предели оближњег приморја области најчешћих вулканских ерупција и најизразитијих тектонских кретања.

Непомични таласи. — У затвореним и споредним морима, као и у великим заливима, јавља се нарочита врста таласа, код којих водене честице немају кружне путање него се истим путем враћају унатраг или

на више, којим су пошле унапред или на ниже. Таква дизања и спуштања водених површина, често без видљивих узрока, прво су опажена на Женевском Језеру и данас се уопште означују по тамошњем локалном називу „seiches“ (изговор француски).

За језера је проблем ових таласа решен радовима *Форела* и *Кристала*[1]), али још није сигурно да ли се теорија сеша може у потпуности применути и на појаве код морских вода, и ако у оба случаја настају под утицајима атмосфере. Очигледан пример таквог таласања пружа вода у умиваонику. Ако се меховима изврши притисак на јужни крај, на супротном ће се површина воде издићи, а после ће настати правилно таласање и то тако, да ће се вода спуштати и дизати у правцима Север-Југ, али на пречнику умиваоника, који се пружа правцем Исток-Запад, усправно на ундулације воде, неће бити никаквог кретања; ту водене честице остају за време целог таласања у миру. То је тип непомичних таласа.

У теорију ових таласа не треба дубље улазити, јер вреди само за резервоаре са геометријском правилношћу, а у природи таквих облика нема, али се ипак све главне појаве код непомичних таласа могу њоме објаснити. Према теорији је број периода код сеша неограничен, а то је донекле и у истини случај, нарочито код језера, јер свако од њих има по неколико периода различитог трајања, док за морске пределе то још није довољно утврђено. Осим тога, непомичних таласа може бити само у случају, ако им је дужина аликвотни део[2]) дужине корита. Већ је споменуто да се код њихових кретања таласни брежуљци и долине смењују, а на једнаком удаљењу од средишних делова брежуљака и долина има известан број честица које су непомичне. Оне се зову *чворови*, а њихова спојна линија је *спојница чворова*.

Према броју чворова могу се разликовати унинодални[3]) таласи, где су чворови у средини корита, или плуринодални, са 2, 3, 4... до *n* чворова.

У дугуљастом се кориту могу истовремено јављати у уздужном правцу лонгитудинални, а у вертикалном трансверзални непомични таласи. Али, док се водене честице на површини крећу у вертикалном правцу, горе и доле, у унутрашњости течности се крећу у конкавним линијама, према равни равнотеже, као што је приказано низовима стрелица у скици 233. На местима A, B, C и D (у скици 232), где се у тринодалним[4]) тала-

---

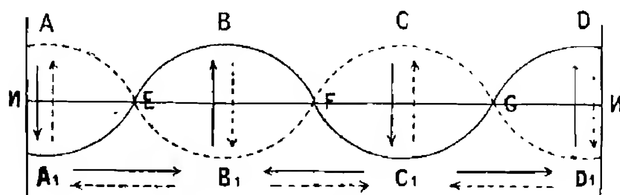
[1]) *F. A. Forel, Le Léman, monographie limnologique.* Tome II., стр. 39—213. — Prof. *G. Chrystal, On the Hydrodynamical Theory of Seiches. With a Bibliographical Sketch.* Transact. of the R. Soc. of Edinburgh. 1905. Tome 41., стр. 599—649.

[2]) *аликвотни део* означује оне вредности које су дељиве са целином. Тако су на пр. 1, 2, 3, 4, 6, 8 и 12 аликвотни делови од 24.

[3]) од лат. nodus = чвор.

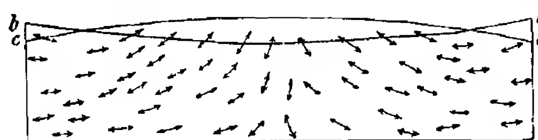
[4]) по лат. tres, tria = три.

сима јављају врхови брежуљака, и испод њих у тачкама A_1, B_1, C_1 и D_1 средњи делови долина, честице се крећу само на више и на ниже; ту је максимум вертикалног кретања, а хоризонтално је једнако нули, док хоризонтално кретање има свој максимум испод линије чворова, при дну суда, где је вертикално кретање једнако нули, а водене честице E, F и G стално се одржавају на нивоу равнотеже N—N. Оне не учествују у кретању и ту су таласни чворови. Од тренутка кад честица A доспе до врха таласног брежуљка и честица B_1 до средишта долине, прва се почне кретати у правац тачке A_1, друга у правац B, а честица A_1 према B_1.



Скица 232.

Кад доспу до крајњих положаја кретање се догађа у противним правцима; сада се честица B спушта у правцу B_1, честица B_1 се креће према A_1, док се честица A_1 диже према тачки A. Слично се догађа и на осталом делу површине. Крајњи резултат је, да код сеша за време целог таласања спојнице чворова остају на истим местима, а између њих се смењују таласне долине *bb* са брежуљцима *cc* (скица 233.). У новије време је кретање честица при појавама непомичних таласа фотографски снимао *Маре*[1]), које је нешто шематизирано у приложеној скици, и тиме доказао да стоје у потпуној сагласности са много старијим посматрањима браће *Вебер*.



Скица 233. (по Marey-у)

У одређеном басену је т. зв. унинодална или једночворна врста ундулације најједноставнија, а уједно има и најдужу периоду. Под претпоставком да басен има правилан облик, и да је однос између пречника или дужине басена *L* према дубини воде *p* веома велики, т. ј. да је $p : L$ врло мали разломак, биће периода изражена формулом

$$T = 2L : \sqrt{gp},$$

где је *g* акцелерација земљине теже. По формули се види, да периода стоји у правом односу са дужином воденог басена, а у обрнутом са другим кореном његове средње дубине. Периода у томе случају означава време, за које унинодалан талас два пута пређе дужину целог басена. За неправилне облике горња формула не вреди, него се члан $\sqrt{gp}$ мора заменути збиром његових многобројних делова, који би одговарали локалним променама у дубини воде.

---

[1]) *Marey, Le mouvement des liquides étudié par la chronophotographie.* Compt. rend. de l'Acad. des Sciences Paris. Tome CXVI. 1893., стр. 913—924.

Треба замислити да је уздужни пресек воденог корита разложен у већи број врло малих делова s_1, s_2, $s_3 \dots s_n$ са различитим дубинама p_1, p_2, $p_3 \dots p_n$, при чему би збир вредности s био једнак дужини целог пресека. Тада би потребно време да талас пређе један део пута између дубинских тачака p_{n-1} и p_n, са дужином s_n, било изражено једначином

$$t_n = \frac{1}{\sqrt{g}} \cdot \frac{s_n}{0{\cdot}5\,(\sqrt{p_{n-1}} + \sqrt{p_n})}$$

Из збира свих појединих диференцијала времена t добија се цело време унинодалне ундулације, које одговара формули

$$T = \frac{4}{\sqrt{g}} \cdot \Sigma \left[\frac{s_n}{\sqrt{p_{n-1}} + \sqrt{p_n}}\right] = 12{\cdot}532 \cdot \Sigma \left[\frac{s_n}{\sqrt{p_{n-1}} + \sqrt{p_n}}\right]$$

Нешто су друкчије периоде код морских залива, који нису са свих страна опкољени копном. У њихову је формулу потребно унети корекцију, којом су доста повећане. У таквим заливима лежи чвор ундулације баш на самоме ушћу, т. ј. на оном делу залива где непосредно прелази у слободно море или океан. Ако је његово прȁво удаљење од најунутрашњијег краја залива L, биће периода ундулације $T = 4L : \sqrt{gp}$, али се у ту једноставну формулу унесе компликована корекција ширине ушћа.

Доста правилне сеше су владале у Килском и Мекленбуршком Заливу од 16. до 19. јануара 1899 год., при бурном времену и снажним ударима ветра. Код светионика на плићаку испред острва Фемарна јавили су се од 16. до 17. јануара 9 таласа са просечном периодом од 115 минута и амплитудом од 5 до 10 центиметара; поред њих су кадикад забележени краћи и блажији таласи, са трајањем од 45 до 50 минута. У Визмару су у то доба забележени 12 јасних таласа са периодом од 114 минута и врло правилном висином од 12 до 20 цм., док су у Свинемунду поред мање изразитих таласања у року од 115 минута забележена снажнија, са периодом од 35 минута, и једним незнатним од 15 минута, а у близини Кила често 25 до 30 центиметара високе ундулације са трајањем од 112 минута, поред тога и краће са просечним трајањем од 35 минута. И по формулама би најдужа периода трајала 114 до 115 минута, а краће 49, одн. 34 минута[1]). Сличних ундулација, али са друкчијим димензијама, има у данским водама, при британским обалама, источним обалама Северне Америке, у лукама северне Шпаније, а врло распрострањене су на Средиземном Мору. Тако су у луци Ла Валете, на Малти, према већем броју посматрања (33) средње димензије непомичних таласа оволике: периода 23·4 минута, висина 31 центиметар, али су се код периоде показала доста знатна колебања од 17·9 до 32·4 минута, а код висина од 22 до 40 цм. По формули би периода трајала 22·9 минута, а то се добро слаже са средњом вредношћу.

[1]) *Dr. Otto Krümmel*, l. c., Band II., стр. 169—178.

Одавна се зна за непомичне таласе на Јадранском Мору, јер је *Шталбергер* пре 50 година обрадио бележења нивоа воде на Ријеци и указао да се за време буре у току плимских таласа појављују мали поремећаји са висином од 3 центиметра и периодом од 4·7 до 4·8 минута[1]). То је свакако у вези са изванредно снажним ударима, којима се бӯра обично одликује. При јужњаку, међутим, кад шилок (широко) почне јаче дувати, морска површина подлегне већим колебањима, са просечном периодом од 132 минута. Иста је толика периода и скоро иста средња висина код Сења, али високој води сеше код Ријеке одговара истовремена ниска вода код Сења и обратно. Из тога излази да у Подгорском Каналу између Ријеке и Сења лежи спојница чворова и да би иамеђу његове средине и југоисточног краја морао бити још један чвор. Исто се тако код Задра и блиског отока Ижа опажа једнака периода, око 142 минута, по чему би се могло закључити да Задарски Канал и канал између Уљана и Ижа представљају исту област ундулација.

Већу правилност показују сеше са краћим периодама, исто су тако правилније у затонима и каналима него код станица на отвореном мору; једино је код Дубровника периода од 39 минута правилнија, а краћа од 12 и 4 минута је ређа. Обична опажена висина сеша на Јадрану је око 2 цм., при узбурканом мору 5 до 10 цм., а при врло снажној бури 20 цм. и више. На нашем приморју су непомични таласи познати као *гајола*, а ц другим пределима имају нарочита имена: на обалама Сицилије *маробио*, у сев. Шпанији *ресака* и т. д.

За сеше се може узети као правило да имају врло незнатне висине, већином до десет центиметара; периода им се мења од неколико минута у малим воденим басенима до више часова у великима, а брзина ундулација је незнатна.

Унутрашњи таласи. — Приликом експедиције „Fram"-a по Поларном Мору брод је био у водама око Тајмана, северно од Сибирије, често знатно успораван у кретању без икаквог видљивог узрока. Норвешки морнари су још много раније знали да има таквих „мртвих вода", где се једрилицама, па њчак и парним бродовима, кадикад не може руковати, али чим из њих изађу добију нормалну брзину. Било је чак и таквих случајева да је брод задржаван целог дана. По повратку експедиције *Екман* је почео скупљати опажања разних морепловаца и експериментално је проучавао узрок тих појава. Његови закључци много допуњују раније опите *Скош Рёсела* и математичну анализу *Сшокеса*, т. ј.

---

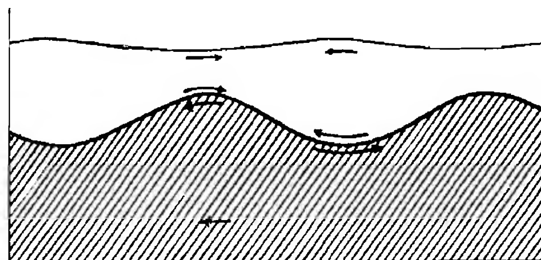
[1]) *E. Stahlberger, Die Ebbe und Flut in der Reede von Fiume.* Buda-Pest, Kilian 1874. — *A. Gratzl, Über die durch Böen verursachten stehenden Wellen (Seiches) im Hafen von Pola und in der Bucht von Triest.* Met. Zeitschr. 1891., стр. 309—310. — *Dr. Robert v. Sterneck, Über „Seiches" an den Küsten der Adria.* Sitzber. d. k. Akad. d. Wis. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXXII. Abt. IIa., стр. 2199—2232.

теорију таласа који се образују на граници двеју течности различите густине[1]).

Ако се претпостави, да једно испод другог леже два водена слоја, површински са густином σ_1 и дубљи, са већом густином σ_2, да је дубина, одн. дебљина, лакшег слоја p_1, а тежег p_2, могу се под повољним приликама на граници оба слоја образовати *унутрашњи* или *гранични таласи* са висином H, а на површини лакшег слоја са висином h, док је дужина L код оба таласна система иста. Ако се даље претпостави, да је дубина лакшег слоја p_1 према дубини тежег слоја p_2 незнатна, да су таласне висине у односу дебљине слојева врло мале, а исто тако и размера $p_1 : L$, т. ј. да је површински слој танак, добиће се једначина

$$\frac{\mathrm{h}}{\mathrm{H}} = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_1}$$

Па како су у морским водама максималне разлике у густинама $\sigma_2 - \sigma_1$ ретко кад веће од 0·03 биће површински таласи толико мали да се једва могу распознати, док ће у исто време унутрашњи остати велики. То се може догађати и у случају да гранична површина двају слојева није оштро изражена, али увек при изненадном поремећају хидростатичне равнотеже. У скици 234 приказан је систем унутрашњих таласа под претпоставком да је разлика у густини 0·03, али је размер за површинске таласе 30 пута увећан, јер се иначе не би могли уочити. По приказу се види: 1. да таласном брежуљку унутрашњих таласа одговара долина на морској површини и обратно, 2. да су орбитална кретања честица у оба водена слоја управљена у супротном правцу, и 3. да им јачина прилично симетрично опада од граничне површине на више и на ниже.



Скица 234. (по Ekman-у)

Мртвих вода може бити свугде где постоји одговарајућа слојевитост и где оба слоја следују различито снажним струјама. У уским и дугим затонима, без јачих плимских струја, услови су нарочито повољни да се речна вода распростре преко теже океанске воде, а исто тако у близини обала, где лежи слој слатке или бочате воде на слоју сланије воде, али да се једна с другом не меша. Ти таласи се крећу веома споро, брзина им зависи од разлике у густини водених слојева и по *Хеланд-Хансену* и *Нансену* се повећава са другим кореном диференције[2]). Кад

[1]) *V. Woalfrid Ekman, On Dead Water.* The Norwegian Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results edited by Fridtjof Nansen. Vol. V. Christiania, Jakob Dywad 1906., V + 152 стр. са 17 карата, диагр. и фотогр. — *G. G. Stokes*, l. c.

[2]) *Björn Helland-Hansen* and *Fridtjof Nansen*, *The Norwegian Sea.* l. c.

брод уђе у мртву воду морска површина узме нарочити изглед. Тада се уопште види, како преко трага брода на води пролазе низови бора и карактеристичних ундулација, које се кадикад доста далеко распростиру на једну и другу страну. Облик бора се мења према јачини ветра и површинској струји; оне често изгледају асиметричне.

Сандстрем је експериментално показао, како се при изненадном поремећају хидростатичне равнотеже образују унутрашњи таласи[1]). Ако се у затвореном резервоару налази испод тањег и лакшег много гушћи слој течности, и ако је према одређеној тачки мирујуће водене површине извршен снажан и кратак ударац ветра, он ће тамо проузроковати кретање честица, т. ј. врло јаку присиљену струју, а тиме и знатно олакшање притиска, услед чега дубљи слој бива потискиван на горе. Тако се испод места површинског удара гушћи слој воде издигне у облику високог таласа, са одговарајућом долином испред таласног брежуљка, који се доста споро креће правцем ветровног удара. Са ивицâ резервоара он бива одбачен, па се кроз суд неколико пута враћа тамо и натраг; на зачеоној страни првог образованог таласа појаве се још два или три слична облика. У природи се исто може догодити при изненадном ветру, а по његову престанку се таласи примичу крајевима басена, где буду делимично уништени, а делом одбачени натраг.

Нарочито су погодни услови да се слатке речне воде излију и далеко прошире преко слане океанске воде у уским и дугим норвешким фјордовима, где су мртве воде доста честе појаве. Међутим су у Категату, са мањом густином воде, ређе, а много се ређе опазе на источном делу Балтичког Мора са бочатом водом. Осим тога је феномен мртвих вода изразитији при ветровима са мора, јер се задржавањем и делимичним гаћењем близу обала дебљина слојева повећа, док ветрови са копна односе слатке воде далеко на пучину, где се лако измешају са сланом океанском водом.

Осим извесних делова Скандинавије, где су мртве воде доста честе појаве, њихова су дејства опажена и на другим пределима, али много ређе, тако испред ушћа Конга, Оринōка и Фрезера (код Острва Ванкувер), при Мурманској Обали (на северном делу Лапланда) и испред обала Лабрадора.

Таласи у плитким водама. — Поред осцилацијоних таласа, где се водене честице код таласног брежуљка крећу унапред, а код долине унатраг, има и други тип таласа, који је нарочито развијен у плитким водама, близу копнених обала. То су *таласи транслације*[2]), где се све

---

[1]) *J. W. Sandström, Dynamische Versuche mit Meerwasser.* Annal. d. Hydrographie u. marit. Meteorologie. XXXVI. 1908., стр. 6–23.

[2]) од лат. *translatio* = пренашање, премештање; према томе таласи транслације треба да означе оне, који са пропагацијом профила уједно преносе и водене честице.

честице крећу унапред, у правцу ширења таласа, и не налазе никакву накнаду у ретроградном кретању. Они не морају бити самосталне творевине, јер најчешће настају преображајем таласа осцилације при њиховом ближењу обалама.

Таласи транслације имају исти облик као кад се у мирујућу течност баци већи камен или када испред места пролази барка. Тада се по воденој површини ваља један једини видљив талас и све више се ближи обали. *Цео* му је облик издигнут изнад површине мирне воде и не показује долину, као други саставни део сваког осцилационог таласа. Непосредно пре и после проласка транслационог таласа водена површина и дубље честице могу остати у миру, али се при самом проласку почну прво издизати, а после постепено спуштати до првашњег нивоа. Оне су у хоризонталном правцу пренесене унапред и ту остану. Све оне су премештене до исте даљине, али је код сваке дубље честице вертикално издизање све мање, да у извесној дубини престане свако кретање, осим — можда — чисто хоризонталног. Код тих се таласа догађа стварно и стално унапредно пренашање воде до релативно незнатне даљине, док се пропагација таласног облика може проширити до несразмерно већег удаљења.

Последица таквих кретања би било истинито пренашање песка и ситнијег шљунка у правцу пропагације таласног облика, јер се код транслационих таласа и водене честице при дну крећу унапред, као и површинске, а осим тога је њима пренесена и цела енергија таласа. Сасвим је друкчије код осцилационих таласа. Код њих се тек половина енергије пренесе унапред пропагацијом профила, кретања честица се са дубином доста брзо смањују, али би ипак могла да на равном и плитком дну помичу песак унапред и натраг, ма да би на крају крајева остао на истом месту. Све то указује да таласи транслације имају много већи значај на модификацију жала[1]).

Кад таласи улазе у плитке воде висина им се повећава, брзина и дужина се смањују, али периода остаје непромењена. Опште је позната чињеница, да се у плитким водама крећу спорије но у дубокима, али су формуле прорачунавања мање једноставне, јер се морају применути на промењиве дубине дна. У случају да је талас хиљаду пута дужи од дубине дна брзина би му била пропорционална другом корену дубине, и једнака брзини, коју би имало извесно тело кад би слободно пало за онолико метара, колика је половина дубине воде. Приближно се може изразити једначином $V = 5{\cdot}9\sqrt{P}$, у којој V означује брзину пропагације у узлима[2]), а P дубину у метрима. По томе би при дубини дна од 16

[1]) *D. W. Johnson*, l. c., стр. 11, 34—35.

[2]) На мору се брзина кретања брода процењује једноставним инструментом, т. зв. *логом*, троугластим дрветом, чија је једна страна оптерећена оловом, да би се на води

метара брзина таласа била 23·5 узала (176 м.), док би при дубини од 25 метара била око 30 узала или 225 метара.

Дужина код типских таласа транслације мери се од тачке где почиње да се диже изнад мирујуће водене површине до тачке где се при пропагацији задња страна додирне са нивоом морског огледала. Њу је у природи веома тешко одредити, али је мерењима на вештачким таласима утврђено, да се смањује и пропорцијонално мења са дубином, и да је око шест пута већа од дубине течности испод равни мировања. Напослетку, висина таласа може бити скоро једнака дубини воде, при непоремећеној морској површини, али никако не може бити већа, јер се талас изломи чим би му висина постала једнака дубини дна.

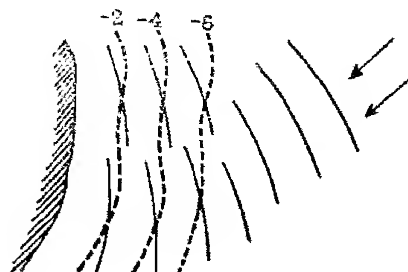
Ударање мора о обале (млат). — Веома се значајне промене догоде у облику таласа и код самог таласања при ближењу обалама. У њиховој близини налазе највећу препреку правилном и слободном кретању, па је зато на тим деловима мора таласање врло неправилно, испрекидано, бурно.

Раније је споменуто како честице у осцилацијоним таласима описују све изразитије елиптичне путање што је већа дубина, јер су тамо под утицајем двају слојева неједнаке густине, те не могу имати кружна кретања. Али кад таласи доспу до плиткога дна, оно им чини још већу препреку у слободном кретању и један се део њихове потенцијалне енергије утроши на рад. Осим тога се при ближењу обалама хоризонталне осовине орбиталних путања честица на предњим деловима скрате, а страна таласног брежуљка, која је ближа обали, буде спречена у нормалном кретању, па се зато правци брежуљака прилагођавају облику обале. Ма с које стране дувао ветар, на пучини се, при таласању мора, низови таласа скоро увек крећу у усправном правцу на пружање обале и са њим се секу под углом око 90°, али се са постепеним приближавањем њихови положаји мењају и стоје све косије према пружању обале. Први таласи који доспу до жала највећма су успорени у кретању, јер је брзина пропагације пропорцијонална другом корену дубине, па се мало по мало низови таласних брежуљака искривљују и све више се прилагођавају правцу пружања обале. Пример таквог прилагођавања је

одржавао у усправном правцу. Лог је везан за врло дугачак конопац, који на једнаким удаљењима има по један чвор, а дужина од једног до другог је *узао*. При спуштању у воду се претпоставља да лог остаје скоро на истом месту, па је бројем узлова, који се за *време лога* (= 15 секунада) одмотају, одређено колико морских миља брод пређе за један час. Пошто он неминовно повлачи за собом и лог може са морска миља скратити од 1852 на округлу дужину од 1800 метара, чиме је повлачење донекле елиминирано, па ако брод за време једног часа пређе једну морску миљу, прешао би за 1 секунд 1800 : 3600 = 0·5 метара, а за 15 секунада 7·5 метара. То је *дужина узла*.

изнесен у скици 235. У њој су уцртане три изобате, од 2, 4 и 6 метара дубине, које су скоро паралелне обали, и означене су испрекиданим линијама. Ако се под утицајем североисточног ветра створе низови таласа, који се унапредно крећу усправно на правац ветра, били би у близини жала приморани да се све више прилагођавају обали. Из тога разлога правци таласних брежуљака све мање одступају од изобата што су ближи обали, и ако у истини нису потпуно паралелни.

Али се поред промене у правцу таласа мења и њихов профил. Таласи са ближењем жалу постају све виши и краћи, чеона страна брежуљка постаје све стрмија, пропне се, пребаци се унапред и, пошто нема да се о што ослони, под самим својим теретом падне, шумно се изломи и разбије у безброј запенушених врхова. Та појава је *млат, бибавица,* или *ударање мора о обале* (франц. *ressac* или *brisant*, нем. *Brandung*, енгл. *Surf*).



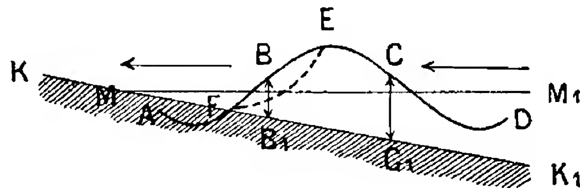
Скица 235.

Обично се млат тумачи тиме, што је доњи део таласа услед трења са дном знатно успорен у кретању, и то тим више што је вода плића, док се таласни брежуљак несметано креће унапред. Због бржег кретања предњи му део постаје све стрмији, извије се према таласној долини испред њега у облику језика и стропошта се. Међутим је, услед благо нагнутог дна, то дејство појачано и природним отицањем вода у супротном правцу пропагације таласног профила, од обале према пучини, као што се свако тело котрља низ стрме падине.

И ако је ова хипотеза вероватна, може јој се учинити неколико замерака, од којих је најглавнија што изгледа да трење водених честица са дном није ни близу довољно да би могло проузроковати опажене асиметрије у таласном профилу, јер се експерименталним проучавањем таласа у плитким водама, и под погодним условима за успоравање кретања трењем, то није могло постићи. Осим тога је споменуто, да се брзина пропагације смањује, а висина таласа повећава у колико је дно плиће, док се у исто време запремина воде у таласу смањује. По томе ће у извесно доба настати тренутак, где запремина воде неће бити довољна да изгради потпун талас, што ће се показати у издубености предње стране брежуљка. Такво је тумачење о промени у облику профила дао *Хаген*[1]), које је графички приказано у скици 236. У њој KK_1 означује део жала, MM_1 морску непоремећену површину, а $ABECD$ би требао да буде нор-

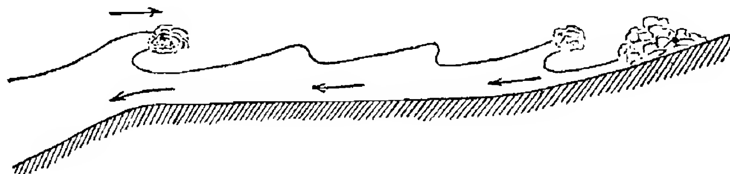
[1]) *G. Hagen, Handbuch der Wasserbaukunst.* Erster Band. 3. Theil: *Das Meer* Berlin 1863; стр. 19 и 86.

малан талас, који се креће у правцу стрелица, од M_1 према M. Али, талас не може добити нормалан облик, јер је у томе спречен плитким и чврстим дном. Само задња страна брежуљка има довољно воде да се нормално развије, пошто је дно на месту C_1 дубље од најнижег дела таласне долине. Међутим тачки *B*, на предњој страни брежуљка, стоји на расположењу много тањи слој воде; ту је дно плиће, и на томе се делу догоди највећа промена у нормалном профилу таласа. Тачка *B* је исто онолико удаљенија и исто онолико нижа од врха таласног брежуљка *E* као и тачка *C*, али је BB_1 мање од CC_1 и зато се на предњој страни таласног брежуљка појави издубеност. Место облика *EBF* створена је издубеност *EF*, а место нормалног таласа *ABECD* образовао се талас *FECD*.



Скица 236.

Када се снажно таласање пучине при ближењу плитким обалским водама ублажи, и мање више расплини, може кадикад доћи до више пута поновљеног ломљења и разбијања. При сваком прегибу благо нагнутог дна асиметрични се таласи разбију и запенуше, било да прелазе са стрмијег на блажији нагиб, или са блажијег на стрмији, што се види из скице 237. Исто се тако изломе, распрскају и запенуше кад ударе о чврсту подлогу тла. Али се тиме догоди и нешто друго, јер се таласи један за другим преваљују, а сваким бива донашана извесна маса воде на жало, што изазива нагомилавање воде, па по томе и превелики притисак. Зато, у тежњи изједначења и успостављања равнотеже, вишак воде отиче по дну натраг у море, као што показују стрелице у горњој скици. Наравно да је сваким новим таласом повратна струја у дубини привремено успорена, па и задржана, али ипак односи собом све оне предмете који су лакши од воде, и који нису причвршћени за дно[1]).



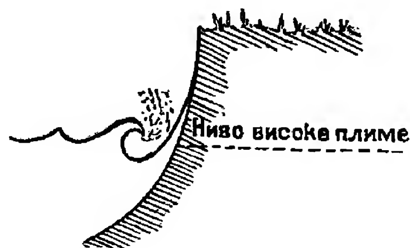
Скица 237.

Највиши таласи у близини жала могу бити последица интерференције, осим тога судара таласа који се ближи обали са одбијеним таласом, чиме се стварају високи млазеви воде, и најпосле последица ветра са морске пучине, који снажно потискује воду таласног брежуљка унапред, према плитком жалу, а тиме му се висина повећа.

Сасвим је друкчији тип ударања мора при стрмим обалама, јер ма колика да је снага таласа не би могло бити млата, ако хоризонтално дно

[1]) *Dr. Otto Krümmel*, l. c., стр. 113.

непосредно при обали граничи са врло високим и окомитим стенама. Кад талас удари о такву обалу, буде са ње истом јачином одбачен, али њему долазе у сусрет други таласи и не може да дође у равнотежу. Прву му препреку чини стеновита обала, другу таласи који му иду у сусрет, а трећу дубљи и гушћи слојеви воде. Најмањи му је, дакле, отпор на више, т. ј. према много лакшем и покретљивијем ваздуху. С тога таласи при стрмим обалама показују у главном вертикална кретања, врло изразито дизање и спуштање, а не прави млат, и ствара се систем непомичног осцилирања (скица 238.). На тај се начин може протумачити, зашто се за време великих зимских бура огромни млазеви воде могу испети до врло велике висине, до 30 метара и више, и распрскају се у безбројне капљице. Кадикад потпуно прекрију, па чак и надмаше у висини, чувени светионик Едистон, далеко испред Девнпорта и Плимёта, у Енглеском Каналу. То ударање таласа толико ускомеша морску површину да су обале већином неприступачне.



Скица 238.

Доста је важно питање у којој се дубини таласи почињу ломити. Њему је посветио одавна пажњу *Ћиалди*, који је из морнарских кругова добио податке у коликој се највећој дубини пличинâ почињу таласи са пучине разбијати, где почињу да се скраћују и повећавају висину, а ипак да и даље задрже релативну правилност облика, и у којој је дубини материјал на дну толико покренут таласима да би могли донети до површине честице тамошњих седимената. При испитивању је дошао до закључка да та дубина зависи од локалних услова дна, његове равнине и величине нагиба, од јачине ветра, висине и дужине таласа, али би се под свима средњим условима океански таласи почели ломити у дубини од 50 метара, а на Средиземном и Јадранском Мору у дубини од 30 метара[1]). *Корниш* је доцније поставио правило да се талас изломи ако је дубина воде, од нивоске морске површине до дна, једнака његовој висини[2]). Другим речима, ако би таласи имали висину од 2·5 до 3 метра, или се кретали око 2 метра изнад нивоа мирне морске површине, па се почну разбијати о плићак, то би значило да је на томе месту вода у средњу руку дубока 2·5 до 3 метра или око 2 метра испод таласне долине. Али и код тога правила има пуно изузетака, јер је у неким случајевима размера дубине воде према таласној висини од 1·16 до 2·70, у другима врло једнолика, а у доста великом броју случајева таласи се разбијају и ломе у неколико пута дубљој води од њихове висине.

---

[1]) *Alessandro Cialdi, Sul moto ondoso del mare e su le correnti di esso.* Roma 1866., 695 стр.

[2]) *Vaughan Cornish, Waves of the Sea and Other Water Waves.* London, T. Fisher Unwin, 1910., стр. 170.

Снага и дејство ударања мора о обале. — Енергија морских таласа толико је велика да на жалу и обалама могу извршити дубоке промене њиховог облика. Енергија се мења према дужини и висини таласа, и јавља се у два облика, као кинетична и потенцијална. Први је облик енергије последица орбиталних кретања водених честица, а други последица чињенице, што се средиште теже у воденој маси таласа нешто издигло изнад положаја, коју је имала док је море било у хидростатичкој равнотежи. По својој величини су оба ова облика подједнака, и цела енергија таласа је једном половином кинетична, а другом потенцијална. Међутим је код осцилационих таласа у плитким водама енергија до 10% мања но што је код таласа исте дужине и висине у дубоким водама, али се у оба случаја са пропагацијом таласног профила пренаша само половина целе енергије. Друкчије је код таласа транслације, јер за собом остављају водене масе на првобитном нивоу и цела се енергија пренаша са унапредним ширењем таласног профила, ма да је и она делом потенцијална, а делом кинетична. С тога транслациони таласи доспу до жала увек са већом снагом од осцилационих.

Ако непромењен осцилациони талас удари о окомиту стеновиту обалу, чије је дно дубоко, биће са ње одбачен, али се у тренутку удара талас испне скоро до двоструке нормалне висине, а стена подлегне хидростатичном притиску тога високог воденог стуба. Талас транслације буде такође одбачен, али услед удара целе његове масе изврши много јачи притисак.

При благо нагнутим обалама могу осцилациони таласи доспети скоро до жала, пре но што изгубе своје битне особине. Кад се ови почну ломити, т. ј. кад ударе о дно жала, брежуљци им буду избачени унапред и стропоштају се на делове ранијих таласа, чија се вода враћа у море. На још плићем жалу таласи се почну ломити на много већем удаљењу од обале, а до жала доспу само транслациони и незнатни осцилациони таласи, па с тога имају већу снагу.

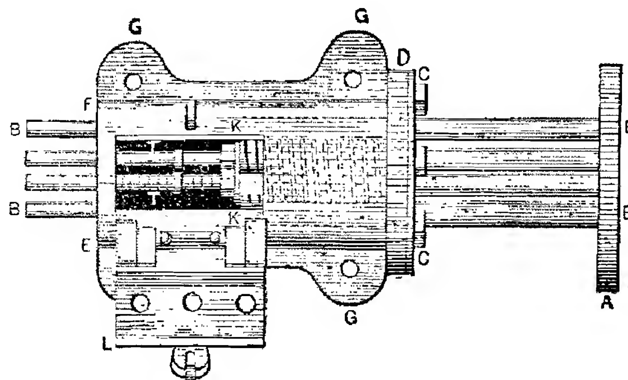
Да би се снага млата могла тачније мерити *Стивнсон* је у првој половини прошлог столећа конструисао нарочити инструмент, т. зв. *таласни динамометар*[1]), који у главном почива на принципу еластичне ваге. Његов је састав овакав: Округла метална плоча *A*, на коју таласи ударају, чврсто је спојена са четири усправне шипке *B*, које се крећу заједно са плочом и пролазе кроз шупљине друге плоче *CC* у шупаљ цилиндричан суд од ливеног гвожђа *DFED* (скица 239). У унутрашњости ваљка су постављене четири врло јаке спиралне опруге, за сваку шипку по једна, које у положају мировања држе металну плочу *A* нешто даље од плоче *CC*. Да би се могли забележити таласни притисци направљени

---

[1]) по грчком δύναμις = снага и μέτρον = мера, мерило.

су округли кожни прстенови T и метнути преко шипака BB на задњем делу шупљег ваљка. Они се крећу са шипкама и бележе за колико су спиралне опруге растегнуте. L је мали поклопац, који се може отварати и затварати ради контролисања унутрашњости инструмента, и да би се видело колики су у сваком случају притисци. Тај инструмент се при ниској води и на погодном усеку стене прикује на крајевима GG, а при великој се води аутоматски бележе притисци. Доцније су на овом динамометру чињена нека побољшања, али је принцип остао исти.

Тек непосредним мерењима се одредило да млат има огромну снагу, што се види из ова два примера. *Стивнсон* је дужим серијама мерења утврдио, да су на Атлантском Океану код острва Тири, при западној обали Шкотске, таласи у летњим месецима вршили просечан притисак од 2985 килограма на квадратни метар, а за време зиме 10200 кгр/м², дакле преко трипут већи, док су велики океански таласи при разорном деловању на гату (лукобрану) Вика, на североисточној обали Шкотске, у децембру 1872 год., могли произвести притиске до 30900 кгр/м², ако се претпостави да су имали дужину од 152 метра и висину од 12·8 метара. Према мору окренут део тога гата био је дугачак 13·5 метара, широк 8 метара, висок 3·5 метра и направљен од цементираног неотесаног камена, са нешто већом тежином од 800 тона, а постављен је на велике камените блокове и са њима чврсто везан дебелим гвозденим шипкама. Цела ова маса, са тежином од 1350 тона, одбачена је таласима на унутрашњу страну гата, а по престанку буре се видело да је остала неизломљена. Доцније је била заменута много већом масом бетона, са запремином од 1150 м³ и тежином од 2600 тона, али је око пет година доцније и тај гат био одваљен таласима.



Слика 239. — (по Stevenson-у)

Страховити таласни удари могу се проценити и по дејству, које су учинили приликом буре на светионику Духартаха, на западној обали Шкотске. Том приликом је 14 камених блокова, од којих је сваки тежио око 2 тоне, избачено врло снажним млатом до 11·5 метара изнад ознаке високе плиме, а после су пали у дубоку воду. С друге је стране на холандској обали, код места Ајмојден, комад бетона од 20 тона тежине био таласима издигнут за 3·5 метра у усправном правцу и остављен на гату, који се налазио изнад нивоа високе воде.

Исто је тако силна деструктивна снага водених маса, које су ломљавом таласа одбачене до знатних висина; много је већа но што се могло претпоставити. Тако су на једном месту Шетландских Острва провалили врата на висини од 59·5 метара изнад морске површине, док су код светионика Тиламӯк Рока, на обали Орегона, у зиму 1902 год., разбијени таласи узлетели још до веће висине, а при паду се осетило да су биле избачене велике масе воде. У јесени 1912 и 1913 год. била су окна огледалâ у светиљци истог светионика разбијена бурним таласима, чији су млазеви одбачени до 40 метара изнад нивоа средње високе воде. Они, при слободном паду до жала, доспу са брзином од 25 м/сек., т. ј. акцелерацијом добију скоро двапута већу брзину и четири пута већу снагу од таласа који ударају на обале.

Поред оволико снажног ударања мора о обале на појасу западних ветрова и у пределима честих циклоналних кретања, млат мора је скоро непрестана појава на обалама Гинеје, где се зове *калема*. Узрок овој појави није умерени југоисточни пасат, него предео бурних западних ветрова око Острва Тристана да Куње, где се образују велики таласи, па се таласање мртвог мора шири према западним обалама Африке, односно огромном Гинејском Заливу. Калема веома јако кочи океански саобраћај и показује јасно годишње колебање у јачини, јер јој је снага од јуна до септембра скоро двапут већа него у осталим месецима, пошто у то доба југоисточни пасат при обалама Гинеје промене свој правац и почне дувати као монсунски, југозападан ветар, т. ј. са мора на копно. Осим тога је калема изразитија при тихом времену, јер нема ветрова који би реметили и можда слабили нормалан млат мора.

Механичка снага млата је главни услов абразије, а код стрмих обала изазива подлокавање, јер делује нарочито на њезин део око нивоа високе плиме, што се види из скице 238. Она је, осим тога, знатно појачана још једним важним чиниоцем, т. ј. дејством камења, облутака, клада, санти и других чврстих предмета који се крећу под утицајем млата и целу покретну силу усредсреде на релативно мали простор. Очевидно је да облуцима или крупнијим камењем наоружани таласи могу учинити знатан ерозијони рад при ударању о стрме стеновите обале или о вештачке бедеме. Шта више, и велико комађе камења може бити избачено са млазом разбијеног таласа, па и на доста великим висинама нанети штету. Тако је децембра 1894 године камен са тежином од 60 килограма избачен испред светионика код Тиламӯк Рока до толике висине, да је при паду пробушио на крову чувареве куће рупу са пречником од 140 цм. или са површином око 6·16 квадратних метара[1]).

---

[1]) Примери су узети из *Dr. Otto Krümmel*, l. c., стр. 114—118 и *D. W. Johnson*, l. c., стр. 63—68.

Осим ових двеју снага долазе у помоћ и друге: растворене соли, угљени диоксид и кисеоник, који нагризају стене при обалама и размекшавају их. Алге пружају жиле дубоко у пукотине стена и помало их проширују, а у поларним пределима, или у зимским месецима умерених ширина, доста помаже мраз, јер се вода у пукотинама замрзава, а стене под њеним утицајем по површини попуцају и таласи их после лакше руше.

Јачина млатног деловања се мења: 1. према димензијама таласа, нарочито према висини, а ове зависе од разлике у дубини воде, јачини и трајању ветра; 2. према ширини појаса, који је приступачан нападу млата; 3. према саставу, нарочито слојевитости и материјала на жалу и при обали; 4. према углу под којим таласи долазе на обалску линију, т. ј. на границу између копна и мора. Најдеструктивнији су таласи ако се ближе обалама под правим углом, а што је веће одступање тим мањи ће имати значај.

Поред хоризонталног деловања млата, утицај таласа се осећа и у већим дубинама, али се са њиховим повећавањем интензитет деловања смањује у геометријској прогресији. У томе су погледу важна упоредна посматрања *Стивнсона* са два динамометра код светионика Скеривор, на плићаку испред западне шкотске обале, ЈЗ. од Острва Тирӣ. Један је, као обично, постављен на нивоу млата при високој води, а други око 12 метара даље и неколико стопа дубље, па се при мерењима показало, да су на овоме притисци били просечно за половину слабији. То се може објаснити смањивањем брзине осцилаторног кретања честица са дубином. Већ је напред споменуто, да се у дубини, која је иста са дужином таласа, честице крећу путањама чији је пречник преко 500 пута мањи него код путања површинских честица[1]), а пошто је периода и код површинских и дубљих таласа једнака, мораће се у истој сразмери смањивати орбитална брзина водених честица, као и пречници њихових путања. То значи, да се честице у оној дубини, која је једнака дужини таласа, крећу преко 500 пута мањом брзином од површинских, а у истом им се односу смањује способност за еродирање дна и пренашање ситног шљунка, песка или муља. Друкчије је код таласа транслације, јер је код њих по теорији кретање честица од површине па скоро до дна једнако, само је при дну, због знатно повећаног трења, нешто успорено.

Примерима је, међутим, доказано да се под повољним условима деловање таласа осећа и у доста великим дубинама. Тако се код светионика на плићаку Бел Рок, на пучини испред источне обале Шкотске, доста често догодило да таласи избаце из дубоке воде крупно камење од 2 тоне и теже. С друге се стране на изложеним деловима Север-

---

[1]) в. стр. 705.

ног Мора могло проценити, да се узбурканост воде при бурама осећа у дубинама од 90 до 150 метара, па и дубље, док на јужном, заштићеном делу, дуж холандских обала, допире од 7·5 до 30 метара. По *Ћиалдиу* велики таласи могу еродирати дно у још већим дубинама, јер су на слободном океану честице песка њима доношане са дна из 100 до 200 метара дубине, на Средиземном Мору из 40 до 50 метара, а на Јадранском Мору и Енглеском Каналу из дубине од 30 до 40 метара[1]). Иначе су и при доста узбурканом мору делови вештачких грађевина испод морског нивоа у већини случајева ретко кад поремећени у већим дубинама од 8 метара. Као доња граница поремећајног дејства таласа може се узети дубина од 180 до 200 метара, а *Корниш* ју на основу података о деловању највећих таласа поставља на 275 до 300 метара[2]).

Осим разорног и ерозијоног деловања у једним пределима, у другима под утицајем млата настаје акумулација. На извесним обалама бурни таласи нагомилавају ситан материјал са дна и стварају нова, благо нагнута песковита жала, или, мало даље од обала, песковита острва. На тај су начин постала *лида* на италијанској страни Јадранскога Мора или *пересипи* при северним обалама Црног Мора.

Океанске струје

У супротности са кретањима таласа, било у облику таласања или млата при обалама, која су такве природе да им се последице могу непосредно видети, кадикад и по страховитом дејству, морске струје су сасвим друкчијег карактера. То су стална кретања површинских водених маса у одређеном правцу, који се на неким деловима океана у главном никада не мења, док се на другима мења са супротним годишњим добима. Та океанска циркулација површинских вода зависи од свију појава које спадају у круг Океанографије. Почевши од сунчева зрачења, као основног принципа кретања и живота, и земљина ротација, климати, ветрови, облици континената и мора, па и најнезнатније особине океанских вода суделују на стварању струја. И, што су чињенице посматрања више испитиване, тим више се стицало уверење да се повинују законима, који су толико компликовани и са толико промењљивих величина, да би се тешко могли изразити математичним формулама. Па ипак тек незнатан број тих чинилаца има велики значај, а сви остали су споредне важности.

Приморцима је била одавна позната чудновата појава површинских морских струја, које су сличне кретањима река са неодређеним обалама, али се тек веома постепено дошло до сазнања о њиховом распростра-

---

[1]) *Alessandro Cialdi,* l. c.

[2]) *Vaughan Cornish, On Sea-Beaches and Sandbanks.* The Geogr. Journ. Tome XI. 1898., стр. 531—532.

њењу, промењљивости у правцу и ширини, и о јачини. Томе се не треба чудити, јер су морске струје толико споре да се непосредно могу опазити само у близини обала или у мореузима. С тога се тек у веку открића сазнало за неколико брзих струја. Још *Колумбус* се јасно изражава о струјама између Малих Антила и Јукатанског Канала, а Мосамбичка струја је неколико година доцније (1498) дала повод *Васко де Гами* да један стрчећи рт на југоисточној обали Африке назове Cabo dos Corrientes, т. ј. Ртом Струја, док је *Понс де Леон* при открићу Флориде и Мексиканског Залива (1512 год.) опазио Флоридску, односно садашњу Голфску струју. Доцније је океанским струјама обраћена већа пажња због њиховог великог значаја за морски и трговински саобраћај, а с друге стране због њихових често загонетних особина.

Али изгледа да океанографи и морнари не придају појму струје исто значење, јер ови струјама сматрају само оно унапредно кретање маса̂ океанске воде у приближно истом правцу, које се може проценити, или тачније, кретање оних маса које имају брзину бар једног или половине узла, т. ј. које у току дана пређу 24 или 12 морских миља.

Опажање и мерење струја. — Најобичнији и најједноставнији начин за мерење струја код старог бродарства са једрилицама почивао је на свакодневном бележењу разлика између процењеног и прорачунатог положаја брода. На сваком се броду сваког поднева упише у дневник његов географски положај, према дужини и ширини, што се при ведром времену може тачно одредити астрономском методом сунчеве горње кулминације[1]). Осим тога се сваког часа уносе подаци о курсу[2]) и брзини брода, па се доста једноставним рачуном може одредити за колико се од једног до другог поднева удаљио, и у коме средњем правцу. Наравно, да се прорачунат положај брода с помоћу бусоле и лога не може потпуно слагати са географским. Правац, према коме је брод одгоњен са географског положаја од једног до другог поднева, уписан је у дневник као правац струје, а удаљење као њена брзина. Али би се показане разлике могле свакако приписати и другим поремећајним утицајима, а не морским струјама, осим тога и само астрономско одређење места подлежи извесним грешкама, а магнетни поремећаји се не могу тренутно уочити на бусоли бродова са гвожђаном и армираном конструкцијом. Па ипак се може сматрати да су све те грешке случајне, и да се позитивна и негативна одступања могу међусобно поништити, ако са релативно малог дела морске површине има врло много података.

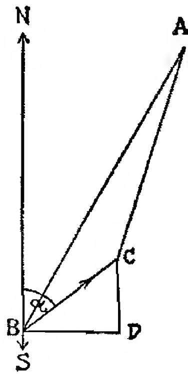
Јаснији ће овај начин мерења струје бити када се покаже на примеру. Нека се брод у подневу једнога дана налази у овом положају:

---

[1]) в. стр. 65 и 70.

[2]) *Курсом* се означава правац кретања брода, који се одређује бусолом.

$\varphi = 31^0 15'$ с. ш., $\lambda = 136^0 20'$ и. д., или на месту *A* (скица 240). Идућег би се поднева према рачунима брода налазио у положају $\varphi_1 = 29^0 29'$ с. ш., $\lambda_1 = 134^0 20'$ и. д. или на месту *B*, док је астрономско одређење показало да је на $\varphi'_1 = 29^0 48'$ с. ш. и $\lambda'_1 = 134^0 47'$ и. д., или на месту *C*, т. ј. он би за време своје пловидбе био струјом *BC* одгоњен ка Североистоку.



Скица 240.

Под њеним утицајем је између прорачунатог и астрономског положаја настала разлика у ширини од 19′ или 19 морских миља (*CD*), а у дужини разлика од 27′ (*BD*), или према средњој географској ширини тачака B и C око 23 морске миље. Како су у правоуглаоном троуглу *BCD* обе катете познате, може се из њега непосредно одредити дужина пута који је брод препловио за 24 часа, т. ј. његова брзина, и $\sphericalangle$ BCD $= \alpha$, који затвара правац струје са меридијаном NS, јер је CD || NB, а њих пресеца линија BC, па је по томе и $\sphericalangle$ NBC $= \alpha$. У овом случају би правац струје био управљен према N 52^0E, а њена брзина би била око 30 морских миља на дан или 0·6 м/сек, дакле знатно мања од брзине таласа, па с тога се и не може непосредно посматрати[1]).

Друга је метода да се узму у помоћ пловци, т. ј. сва она тела која се могу одржавати на морској површини и бити ношена струјом. Њихово се место поласка забележи било знаковима на копну или астрономским посматрањем на пучини, а исто тако и место до кога се у одређеном времену покренула, па се оба забележена положаја унесу на карту и тако се одреди правац и трајање пређеног пута, т. ј. брзина. Кадикад се пловац мора стално посматрати и треба му одредити положаје у правилним размацима времена, а у другим се случајевима могу бацити у море бурад, која не пропуштају воду, металне шупље кугле или обичне боце, у којима се налази парче хартије са записом дана и места где су бачене, и упута ономе ко их нађе да на истој хартији напише место и дан наласка, и да ју пошаље на означен наслов. Наравно да су ови подаци доста нетачни, јер се зна само о двема крајњим тачкама целога пута, па би се морало претпоставити да се боца кретала правим путем, што у истини није никад случај. Осим тога се истинито кретање боце по води не може никако одредити, па по томе ни брзина струје, јер се већином нађе на неком пустом и усамљеном жалу, и бог зна колико је ту стајала, док није нађена. Кадикад је правац непознате струје одређен потпуно неочекивано. Тако су остаци брода „la Jeannete“, која је изломљена ледом у близини Острва Нове Сибирије, доцније нађена око Гренланда, а то је *Нансену* дало идеју за знамениту поларну експедицију, при којој му је сасвим ледом опкољен брод „Fram“ служио за пловац, а по

[1]) *Dr. Gerhard Schott, Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See 1891 und 1892.* Pet. Mit. Erg. Hf. 109. Gotha 1893.

његовом је приморанoм кретању доказао западну струју Поларног Мора. Доцније је постојање ове струје оверено бацањем чврстих пловаца према Беринговом Мореузу, који су неколико година доцније нађени на северним обалама Исланда.

У засебну групу спадају привезани, а не слободно пуштени пловци. И то могу бити сва тела која се одржавају на воденој површини, везана за лаку, градуирану узицу и остављена извесно време деловању струје. Доцније се измери дужина одмотане узице, којом је означена брзина струје, а правац је одређен самим кретањем пловца. Често се повежу два истоветна пловца металним концем, који је прво врло кратак, да би се добила карактеристика површинске струје, а после се може по вољи продуживати за одређење субмаринских струја у било којој дубини. Ако је позната брзина површинске струје, која делује само на горњи пловац, а с друге стране заједничка средња или композитна брзина и правац оба пловца, може се обичном геометријском конструкцијом паралелограма снага добити појам о брзини и правцу дубље струје.

При употреби свих последњих средстава је неопходно потребно да се мерење врши са палубе усидреног брода или чамца, што се лако може постићи у плитким водама, али је много теже — и ако није немогуће — на пучини веома дубоког мора.

Напослетку има нарочитих инструмената за аутоматско мерење струја у мањим и већим дубинама. Они се деле у две групе: једни мере брзину струје према броју окретања точка или завртња, као што је флусометар *Макарова* и слични инструменти *Петерсона*, *Витинга*, *Екмана*, који се највише употребљава. Други под притиском струје, т. ј. отичуће воде, потискују обешено клатно из нормалног положаја, при чему је угао скретања клатна пропорцијоналан јачини струје, а на томе принципу почивају инструменти *Нансена* и *Јакобсена*[1]). Већина од њих су врло компликовани и мора се врло пажљиво руковати, осим тога је за посматрање потребно доста дуго време и тражи се потпуна непокретност брода. Сви ови инструменти морају бити управљени у правац струје, што се аутоматски догађа с помоћу стреле, која је слична петлу на ветромеру, и затим означити брзину и азимут, т. ј. угао под којим лежи правац струје према меридијану.

За мерење дубоких струја врло је погодан стари Макаровљев флусометар због његове једноставности. Главан му је саставни део хоризонтална дрвена или гвоздена стрела, на чијем се једном крају налази точак са крилима, који се под утицајем струје почне окретати, а на другоме звонце, чији је чекић у вези са точком. Оно при сваком обртају точка, т. ј. при свакој одређеној количини отекле воде, зазвони, па се према броју удара чекића о звоно може лако проценити брзина струје. Чак

[1]) Опширније је све ове инструменте описао *Dr. Otto Krümmel*, l. c., стр. 426—433.

се и са грубо конструисаним инструментом на палуби може чути глас из дубине од 30 метара. Ако се обично звоно замени звучнијим гонгом[1]), а место обичног конопца узме врпца од челичних жица, које у близини гонга обмотавају микрофон[2]), може се начути звук и из дубине од 500 метара. Пре кратког времена је *Туле* на истом принципу конструисао нов инструменат, указујући на све предности одавно заборављеног флусометра адмирала Макарова[3]).

Поред споменутих, мање или више тачних метода, дају наговештаје о постојању струја морске травуљине и жбуновити окреци, који млатом буду откинути, кладе, гране и сва друга тела која се одржавају на површини и собом их носе морске воде. При великим поводњима потоци и реке доносе у море откинуте гране са плодовима, често цела стабла, што океанске струје могу однети до невероватно великих даљина. Огромне махуне неких врста мимоза, које расту при поточним обалама на Антилима, нађене су на жалима Ирске, Исланда, Норвешке, Шпицбергена и Новаја Земље, док су сибирска шумска дрвета као пловеће кладе струјама однесене до обала Исланда и Гренланда. Исто су тако природна пловећа тела санте и ледни брегови, који не зависе много од ветрова, јер је тек петина до осмине њихове масе изнад морске површине, а све остало дубље, кадикад до неколико стотина метара, нарочито око антарктичких предела. Пошто се у већим дубинама правци струја мењају, кретање тих ледних маса је резултанта појединих компонената струје.

Од новијег времена се при испитивању струја узимају у помоћ као довољно сигурно средство мерење температура, салинитета и густине, а осим тога је од доста великог значаја и одређење количине азота у морској води, пошто се по њему, и с помоћу *Хамберг*ових таблица, може одредити т. зв. апсорпцијона температура, т. ј. она коју је водени слој у извесној дубини имао када је последњи пут био у додиру са ваздухом. Упоређење те температуре са истинитом доводи до сазнања да ли се тај слој, од времена кад је потонуо, загрејао или расхладио. Напослетку се у питање о одређивању струја све више увлачи и распрострањење планктона тропских, умерено топлих и поларних вода.

Наравно, да свако опажање у главном вреди за оно време у коме је чињено, јер се у току месеца показују доста велике разлике, што се видело при упоређењу опажања и мерења Голфске струје од 10. маја до 15. јуна 1904 године. По томе се поставља питање да ли карте струја за поједине месеце или годишња доба заиста представљају *средња* стања

[1]) *гонг* је врста источњачког (малајског) металног добоша.

[2]) *микрофон* је инструмент који с помоћу електрицитета појачава слаб звук.

[3]) *J. Thoulet, Sur la mesure directe des courants marins superficiels et profonds.* Bull. de l'Institut océanographique de Monaco. № 393. 1921.

на оним деловима океана, где се ретко јављају бродови? С тога се од почетка овог столећа почела обраћати нарочита пажња да се у појединостима испитају периодска и апериодска колебања струја. О струјама са разних делова океана располажу Лондонска Метеоролошка Служба, Вашингтонски Хидрографски Биро, Немачка Seewarte у Хамбургу и Холандски Метеоролошки Институт са више од 28 милиона опажања.

Узроци океанских струја. — О узроцима струја било је толико различитих назора и хипотеза да се не могу све споменути. Већином је свака од њих налазила само по један узрок. Најтачније је гледиште свакако имао *Хумболд,* који је јасно указао да океанске струје настају из много више узрока но што се обично мисли. По њему се морске воде почињу кретати било спољашњим нагоном, било разликама у њиховим температурама или садржини соли, периодским топљењем поларног леда, неједнаком јачином испаравања на разним ширинама, па и разликама у ваздушном притиску. Кадикад заједнички, и у истом смислу, делују неколико од тих узрока, а кадикад изазивају супротна дејства. За њега је било јасно, да стални ветрови на одређеном пределу могу и при умереној јачини гонити унапред морску воду, али је сматрао да јој се брзина кретања не може опазити ни при најјачој бури, јер је деловање ограничено на доста узан простор. По њему су и релативно ниске температуре у дубини тропских мора доказ о кретању дубинске воде са већих ширина, и свугде где има разлика у густини воде очекује површинску и дубоку струју из супротних праваца.

Да између ветрова и морских струја има узрочних веза били су одавно убеђени сви који су проводили живот на бродовима, али су ипак веровали да су утицаји ветрова ограничени само на површинске слојеве воде. *Цеприц* је покушао да то мишљење опровргне својом теоријом, и под претпоставком неограниченог океана са истим дубинама дошао је до овог закључка[1]). Ако се из било кога разлога најгорњи слој воде почне кретати у хоризонталном правцу, добиће и непосредно дубљи слој нагон за кретање у истом правцу, услед унутрашњег трења са првим, и брзина му се мора све више ближити брзини горњег слоја, што дуже траје кретање. Под утицајем унутрашњег трења кретање се постепено преноси и на дубље слојеве, јер се увек један део брзине вишег слоја употреби на то да покрене непосредно дубљи слој. После дугог времена настаће стацијонарно стање, при коме се брзина од површине до дна пропорцијонално смањује са дубином, а кретање неће престати и ако се првобитни услови промену.

Ако је коефицијент унутрашњег трења у води $\tau = 0{\cdot}0144$ цм/сек., т. ј. ако се трење једне водене честице са другом пренесе у једном се-

[1]) *K. Zöppritz, Hydrodynamische Probleme in Beziehung zur Theorie der Meeresströmungen.* Wiedemann's Annal. d. Physik u. Chemie 1878., стр. 582. и д.; 1879, стр. 597 и д.

кунду за 0·0144 центиметра дубље, може се прорачунати време t за које се разломак n површинске брзине V спроведе до дубине h. Емпиријска формула је

$$(1.)\quad \sqrt{t} = k\,h\,\frac{V}{n},$$

у којој је k константа. Њена вредност је $k = \sqrt{\frac{1}{0\cdot0144}} \cdot \frac{1}{0\cdot48} = 17\cdot36$ (за 1 цм.), али је за један метар сто пута већа, и тада се горња формула мења у облик

$$(1a.)\quad \sqrt{t} = 1736\,h\,\frac{V}{n}$$

Ако се претпостави да је $V = 1$, разломак брзине $n = {}^1/_{10}$, и дубина $h = 100$ метара, биће

$$(1b.)\quad t = \left(1736\,.\,100\,.\,\frac{1}{10}\right)^2 = 17360^2 \text{ секунада} = 9\cdot58 \text{ година.}$$

Другим речима: десети би се део површинске брзине пренео до дубине од сто метара за нешто више од $9^1/_2$ година. За 239 година спровела би се до исте дубине половина површинске брзине.

Али, не треба заборавити да ни правац, ни брзина ветра никад не остају исти, чак ни код сталних пасатских ветрова, па ипак то не би много сметало, јер се и промене спроводе према дубини веома споро, па ако су пролазне, а не прогресивне, утицале би само на најгорње слојеве воде. Из тих би разлога сви дубљи слојеви узели у току времена правац кретања *превлађујућих* ветрова, а брзина би им зависила од *средње* брзине површинске воде. По томе је и правац и брзина струје резултанта свих компонената праваца и јачине ветрова. Крајњи је закључак да су све садашње велике океанске струје производ свих ветрова који су од вајкада дували преко одређених делова океанске површине.

Нансен је доцније изнео неколико значајних замерака *Ципицовој* теорији, од којих је најважнија што није узео у обзир девијаторну снагу земљине ротације, и што је за прорачунавања употребио експериментима одређен коецифијент за унутрашње трење, који се не може применути код океанских струја[1]). Девијаторна снага скреће са нормалног правца свако тело у кретању, па то мора бити и код океанских струја. Њен би се утицај с једне стране повећавао према већим географским ширинама, а с друге према дубинама, те би у оба правца струје све више одступале од средњег правца ветрова. Па, како трење делује као моторна сила за дубље слојеве воде, мора њиме изазвано кретање бити резултанта из те и девијаторне снаге. По *Нансену* је праузрок или нај-

---

[1]) Prof. *Dr. Fridtjof Nansen, Die Ursachen der Meeresströmungen.* Pet. Mitt. 1905., стр. 1—4, 25—31, 62—63.

главнији услов океанске циркулације неједнака подела густине, која је у главном последица разлика у температурама, а не у салинитету, јер у општим потезима изопикне[1]) не следују изохалинама. Али како се још не зна ни колики отпор брзини струја у разним дубинама стављају трење, вртлози, гранични таласи и др., ни каква је вертикална подела густине, за сада је немогуће прорачунати у коликој мери брзина садашњих великих океанских струја зависи од разлика у густини морских вода, а колико од ветрова или других узрока.

Екман је у вези са *Нансен*овим назорима поставио неколико проблема, који се могу решити аналитичким путем[2]). Он је у својим теоретским испитивањима прво утврдио да се ветром изазвана кретања површинске воде могу у веће дубине спроводити само трењем од једног до другог слоја, али се при томе стално утроши известан део брзине. Нарочито су му важни опити, по којима се видело да коефицијент трења није константан; он је у хомогеној води много већи него у слојевитој, јер се водене масе никада не крећу равномерно, него — под утицајем вртлога — једне преко других, а ови се у слојевитој, неједнако густој, води знатно смање. Само је питање шта треба схватити под трењем, јер ако се говори о унутрашњем трењу увек се претпоставља да се слојеви разних густина не мешају један са другим него да се један слој креће изнад другог и да при томе свака честица воде остане у своме слоју, а по испитивању то није случај. Унутрашње трење се са повећаном густином воде, т. ј. са прираштајем салинитета или снижавањем температура, повећава, али се апсолутне вредности још нису могле одредити него су утврђени само релативни бројеви. Међутим унутрашње трење код кретања водених маса, на коме почива *Цеприц*ово прорачунавање, не долази уопште у обзир, јер је кретање увек праћено образовањем вртлога, при чему се раније везе између честица униште. То је *виртуелно трење*, које је много веће од унутрашњег, али се никако не може прорачунати.

Друга се промена код кретања струја у већим дубинама догоди под утицајем земљине ротације. По *Екману* је површински слој ветром проузроковане струје скренут на свима ширинама за 45° од правца ветра, и то десно на северној полукугли, а лево на јужној. Тај слој тежи да унапред и у истом правцу покрене непосредно дубљи слој, али се и ту покаже утицај девијаторне снаге, те се угао скретања са дубином равномерно повећава, а истовремено се брзина струје смањује у геометријској прогресији. У извесној би се дубини угао скретања повећао до 180°, струја би се кретала у супротном правцу према повр-

[1]) по грчком ἴσος = исти и πυκνός = густ.

[2]) *V. W. Ekman, Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1906., стр. 423—430, 472—484, 527—540, 566—583.

шинској, а брзина би јој се смањила до минимума. Ту престаје непосредно ветром проузрокована струја и *Екман* тај ниво назива *дубином трења*. Њоме се постиже формална независност од једног или другог закона трења и потпуно замењује непрорачунљиве коефицијенте. Јасно је да се дубина трења повећава са брзином, одн. јачином ветра и да се смањује са синусом географске ширине, али би се ипак смело претпоставити да не може бити велика.

Новијим је испитивањима *Цеприц*ова теорија струја унеколико промењена, нарочито *Екман*овим закључцима, који се боље слажу са опаженим чињеницима у природи, али ипак ветар, као главни чинилац, може задржати и даље стари значај, а разлике у густини су у стању да му деловање модифицирају[1]).

Међутим сви ови закључци вреде за неограничен океан са хомогеном воденом масом, или бар таквом да се густина са дубином повећава, док су у истини односи много компликованији и с тога се већином јављају мања или већа одступања од теоретских претпоставака. Најглавнији поремећај настаје услед неједнаке поделе копна и мора, јер је струја у своме нормалном кретању спречена сваком континенталном обалом. Ако се претпостави да се обала пружа у правцу дувања ветра и да он полази са Југа, а обала је источно од њега, развила би се под његовим дуготрајним утицајем североисточна струја[2]), која је тим усправније гоњена према обали што јој је већа дубина. Услед тога се вода овде зауставља, нагомилава се и повећава притисак, те се на дну почиње образовати друга струја, од обале према пучини, која се трењем постепено шири на више, брзина се у истом правцу повећава, због све мањег притиска и трења, и све више скреће на десно (на сев. полукугли) док не дође у паралелан положај са пружањем обале. Тако постаје *струја гашења*, која се одликује тиме што се у извесној дубини споји са површинском, ветром изазваном, струјом и кретање јој у толико мења што девијацију смањује, а брзину повећава. На таквим се местима струјање осећа од површине до дна.

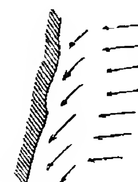
Све струје које су непосредне последице ветра на одређеном делу океана могу се назвати *присиљене*, јер су туђом снагом присиљене на кретање. Због сопствене енергије ветра стави се и свака водена честица у одређени правац кретања, све дотле док трењем са мирним воденим честицама — које такође мора покренути — не утроши сву своју брзину. Из тог се разлога одређеним ветром изазвано кретање

---

[1]) *Dr. Otto Krümmel, Ein Blick auf die neueren Theorien der Meeresströmungen.* Verhandl. d. XVII. Deutschen Geographentages zu Lübeck 1909. Berlin 1910, стр. 75—90.

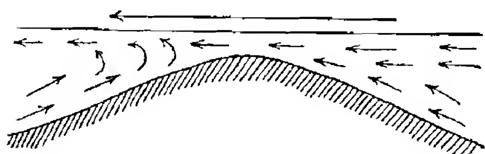
[2]) Струје се у принципу називају по правцу *у коме* теку, а не као ветрови, који добијају име по делу видика *са кога* дувају. С тога се струје које теку са Истока на Запад зову западне, док су ветрови из истог правца источни.

може настављати и изван његова домашаја, у свима оним случајевима где струја удара о чврсту обалу. Ако струја удари усправно на окомиту обалу мораће се разделити: једна ће јој половина отећи на десно, друга на лево, али ће задржати своју ранију брзину кретања. Ако се обала пружа тако да струја долази под мањим углом од 90° скренуће у целини ка правцу најмањег отпора, т. ј. у скици 241 са западног правца кретања у ЈЈЗ., јер се обала пружа од ССИ на ЈЈЗ. Друкчије је у случајевима где струја наилази на шиљасту обалу, јер ће тада сваки део наставити кретање у правцу најмањег отпора. То се нарочито јасно види при западним обалама Атлантског Океана, где се западна океанска струја додирује са екваторијалним делом Јужне Америке. Њена се обала од 10° сев. до 7° јуж. шир. пружа у југоисточном правцу, а одатле нагло скрене у правац ЈЈЗ. и зато један део екваторијалне струје отиче на Северозапад, а други на Југозапад. Све такве струје *Кримл* назива *слободнима*. Напослетку се може догодити да две једнако јаке струје теку дуж обале једна другој у сусрет. При додиру се споје у једну, али двапут ширу, струју, која истом брзином ранијих двеју струја настави кретање према пучини.



Скица 241.

Копнене масе могу и у вертикалном правцу утицати на кретање струја на свима оним местима, где се океанско дно толико издигне да се појаве плићаци или спрудови. Ако се претпостави да ветар стално дува са Истока образовала би се западна струја, чије је слободно кретање спречено на чеоној, одн. источној страни плићака (скица 242.). Ту се вода услед велике препреке нагомилава, морска се површина нешто издигне, а тиме је створен услов за повећану брзину водених честица на површини, јер је пад постао већи. С тога је струјање од препреке ка Западу знатно убрзано и много више воде отиче него што би било у нормалном случају. Да би се то однашање надокнадило, и успоставила равнотежа, почеће да се на зачеоној страни плићака диже хладнија вода из дубине према океанској површини.



Скица 242.

Ако се, с друге стране, претпостави да је океан и са Истока и са Запада опасан континенталним масама, да се обале пружају у меридијоналном правцу и да се на извесном појасу океана развила изразита западна струја, она би собом непрестано односила воду, чиме би настао видљив поремећај хидростатичне равнотеже. Да би се стално отицање воде на источном крају струје, т. ј. при копненој западној обали, надокнадило, и да би се успоставила равнотежа, према томе се месту крећу водене честице и са севернијих и јужнијих делова обале, чиме се обра-

зује нов систем *компензацијоних струја* или *струја изједначења.* Оне могу бити хоризонталне и вертикалне, у случају да прве не доносе довољну накнаду.

Велики системи превлађујућих ветрова, у вези са модифицирајућим утицајима земљиног обртања око осовине, облика копнених маса, и неких других чинилаца, проузроковали су већим делом сталне системе струја на океанима. Оне су развијене у горостасним размерима и лако се могу разликовати од локалних струја, које су створене једино деловањем ветра. Пошто би сличних типова било и на другим планетама које се обрћу око осовине, имају атмосферу и океане, могли би се назвати општијим именом *планетарних струја.* Али је напред указано да струје могу постајати и из других узрока, па се могу поставити још неколико типова. Ако је један део океана загрејанији од другог настаће и разлика у густини водених маса, па ће се развити *конвекцијоне струје,* при којима ће у дубини отицати хладнија и тежа вода према топлијој и лакшој, а на површини ће се водене честице кретати од предела мање према пределу веће густине. При крајевима обеју хоризонталних струја настају вертикалне струје, које спајају обе хоризонталне у затворен систем. И оне су постале у тежњи успостављања равнотеже те би с тога такође спадале у групу струја изједначења. На исти ће се начин образовати затворен систем струја ако је један део океана сланији, па по томе и специфички тежи, од другог, али би се те струје по њиховом узроку постанка могле назвати *струје салинитета.* Када се реке уливају у море њихове се струје постепено успоравају и слабе што даље се одмичу на пучину, али се до извесног удаљења од обале могу често опазити као врло јасне и ограничене *речне струје.* Њиховом динамичном снагом изазване су подинске струје, које теку према копну и у речна ушћа, па би се могле означити као *реакцијоне струје.* Напослетку би се при неједнакој подели ваздушних притисака могле развити пролазне и мање више јасне *струје притисака,* при којима се под погодним околностима површинске честице воде крећу од предела већег према нижем притиску. Наравно, да се већина ових типова ретко кад може појавити у потпуно јасном облику, какав би одговарао теорији, јер многи чиниоци делују један другом насупрот.

Већина ових струја има заједничку особину да им је брзина кретања највећа при површини, а према дубини се смањује, због све већих притисака и трења, ма да максимум брзине не мора бити на површини него нешто дубље, нарочито ако према струји почну дувати ветрови из противног правца. Али је код ветровних струја и брзина површинских водених честица мања од брзине ветра. По *Ћиалдиу* је брзина струје према брзини ветра обрнуто пропорцијонална са другим кореном

њихове густине[1]). Однос између густине ваздуха при морским нивоу према густини дестилиране воде је 0·001293, а други корен из тога броја је 0·03596, па би према томе брзина површинске струје била просечно за 28 пута мања од брзине ветра, кад морска вода не би била слана.

Системи океанских струја. — Ако се на карти погледа географска подела струја, видеће се да у најопштијим цртама сва три океана имају доста велике сличности, које би се смеле свести на исте узроке. Пошто у тропским пределима дувају скоро стално пасати, на северној полукугли као североисточни, на јужној као југоисточни ветрови, под њиховим се утицајем и девијаторном снагом образују присиљене *екваторијалне струје*, које теку ка Западу северно и јужно од екватора. Кад ударе о копнене обале један се део почне враћати ка Истоку као *екваторијална повратна струја*, која тече по појасу маина, између обе екваторијалне струје, а на источним деловима океана скреће на Север и Југ и враћа се у прве. Знатно већи делови скрећу при западним странама океана ка већим ширинама, где теку као слободне струје, али између 40° и 50° геогр. шир. остављају обале и почну тећи ка Истоку, под утицајем превлађујућих западних ветрова. Ту се, дакле, јављају као присиљене источне струје, које се при западним обалама континената почну рачвати. Једна им половина почне струјати према екватору, као компензацијона струја, да би надокнадила однесену воду екваторијалном струјом, док се друга половина управи према половима, да би постепено све више скретала на Запад и отицала према ономе делу океана где су слободне струје почеле да теку према Истоку.

Тако би се на сваком океану, који се шири до поларних предела, образовало шест затворених система струја, од којих су по два симетрична — кад би се пошло од претпоставке да су и обале континената на обе земљине полукугле симетричне. Један пар би приближно лежао између екватора и 10° геогр. шир., где је систем образован екваторијалном, повратном и обема компензацијоним струјама, други између 10° и 40° до 50° геогр. шир., са западном и источном струјом и двема компензацијоним струјама, а трећи од приближно 50° па до поларних граница океана. Релативно правилно су сви ови системи развијени на Тихом и Атлантском Океану, а на Индијском само на јужној полукугли, јер је на северној већ у тропским ширинама ограничен копном.

Напослетку треба споменути да у природи океанске струје нису онолико правилно ограничене као што су у картама, нити им положај остаје непроменљив. Напротив су и оне врло подлежне променама, и ако знатно мање од ваздушних струја, па се чак и у истим месецима разних година јављају врло велике разлике у брзини, ширини, дубини

---

[1]) *Alessandro Cialdi*, l. c.

и у средњем правцу исте струје. На картама је у главном приказана онаква подела, каква је у лету северне полукугле.

Струје на Атлантском Океану. — Под утицајем североисточног и југоисточног пасата образују се на екваторијалним деловима Атлантског Океана две велике западне струје, које прелазе цео океан од Африке до Америке. Њима је покривен већи простор од 15⁰ геогр. шир. То су *северна* и *јужна екваторијална струја*, од којих је друга јача услед велике неправилности западних обала Африке. Од обале Сенегала и Горње Гинеје до екватора западне екваторијалне струје уопште нема баш због конфигурације обале.

Јужна екваторијална струја почиње тећи на пучини, испред западне обале Конга, са брзином око 15 морских миља на дан, т. ј. 32 цм/сек[1]). Крећући се даље по пучини правац јој мало по мало скреће на Север, брзина јој се постепено повећава: у близини јужно-американске обале до 60 миља на дан или 1·28 м/сек. При најистакнутијој тачки на западној обали Јужне Африке она се код Рта Сао Рока разграна: знатно већи јој део скрене на Северозапад, дуж обале Гуајане, а други према Југу.

Између јужне и северне екваторијалне струје, која почиње на ширини Острвâ Кап Верда, јавља се источна *повратна струја*. Њено пространство и брзина се мења са годишњим променама југозападног монсуна, који дува од обале Либерије до краја Гинејског Залива[2]), и највећа је у јулу и августу. Тада се почне осећати западније од 30⁰ зап. дуж., док се у новембру и децембру не удаљава сувише далеко од обала. То је *Гинејска струја*, која се у току године донекле помера са привидним кретањима Сунца, као и појасеви пасатских ветрова и обе екваторијалне струје. Она се са пучине лепезасто разграњава и проширује према африканској обали, и одликује се мање сланом водом од екваторијалних струја, јер су кише врло издашне на местима њезине појаве.

Западније од 40⁰ до 25⁰ зап. дуж. обе се екваторијалне струје споје, а због конфигурације источне јужно-американске обале већи део јужне екваторијалне струје почне тећи према Северозападу, удружен са северном, али код Малих Антила настане рачвање. Велики део струје прође у Караибско Море и одатле, кроз Јукатански Канал, у Мексикански Залив, а остатак тече као *Антилска струја* и даље у истом правцу, али са спољашње стране Великих Антила.

Да би се видело колико струје мењају правац у разним годишњим добима, и колико зависе од облика обала и дна, оцртаће се детаљније

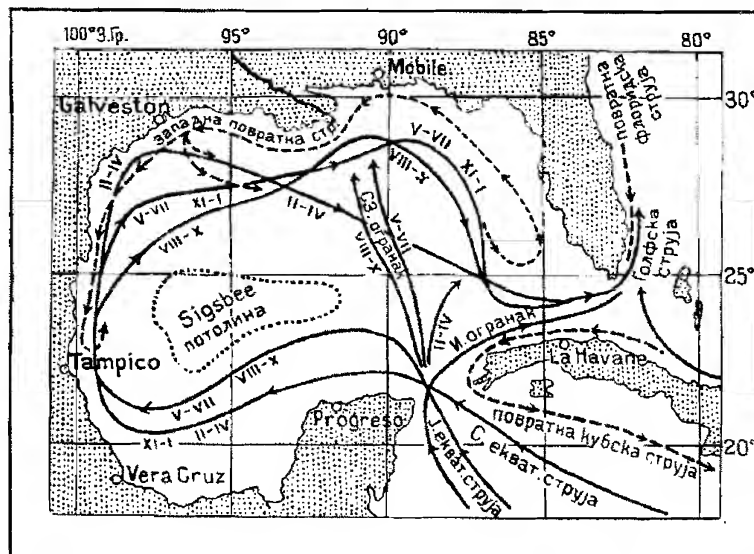
---

[1]) једна морска миља на дан = 0·077 км/час или 0·0215 м/сек, а 1 миља на час = 0·515 м/сек.

[2]) в. стр. 498 горе.

услови у Мексиканском Заливу према десетогодишњим посматрањима[1]). На његовом средњем делу јавља се изразита котлина са већом дубином од 3650 метара (Сигсби потолина), а северно од Јукатана су веома пространи плићаци. Зато је један део струје по пролазу кроз Јукатански Канал одмах скренут у северозападан и источни огранак (скица 243), а други тече као западна струја до Тампика, и одатле се у главном повинује пружању обала, или тачније изобати од 200 метара. У скици су линијама означени средишни делови струја, или њихова матица, а стрелицама правци кретања.

Поред нормалних струја, које кроз Флоридски Мореуз односе воду у Атлантски Океан, јављају се и две повратне струје са потпуно правилним током. Прва је део Антилске струје, која се јужно од Бахамских Острва одвоји, и у супротном правцу сказаљке тече покрај обала Кубе, затим настави према Јамаици, где скрене на Југ, идући на сусрет главној струји. Западна повратна струја почиње од Флорида Киса (Florida Keys), као наставак повратне Флоридске струје, и тече у супротном правцу сказаљке уз морске обале до Галвистона, где скрене на Југоисток и споји се са Голфском струјом, или до Тампика, где нагло промене правац и опет пређе у главну струју.



Скица 243. — Струје у Мексиканском Заливу (по J. C. Soley-у).

Али се из скице види да струје у току године мењају свој правац. Од фебруара до априла реке доносе највише воде, са максимумом при крају априла, и Голфска се струја од Галвистона управи на Југоисток, врло далеко од обала, а повратна западна струја достигне највећу брзину. Од маја до јула Голфска је струја готово нормална, јер јој ветрови најмање мењају правац. Тада превлађују ЈИ. ветрови и гурају западну повратну струју према обали Тексаса, док главна струја нормално тече на Север, да од Матагорда, јужно од Галвистона, скрене на Исток. Највеће се промене догађају од августа до октобра, у главном на повр-

[1]) *John C. Soley, The Gulf Stream in the Gulf of Mexico Showing the Currents as they Exist during the Different Seasons.* Pilot Chart of the North Atlantic Ocean. № 1400. Hydrographical Office, Washington 1914.

шинским водама, као последица снажних СИ. ветрова. Њихов се утицај пре свега осећа испред Флоридског Мореуза, где је површинска струја прекинута на дужини од 200 до 250 километара. То знатно успоравање кретања водених маса, које се пренаша све ближе обалама Алабаме, Мисисипија и Луизијане, последица је механичког деловања ветра. Ту се ниво воде, која се при обалама нагомилава, кадикад врло брзо издигне за 1·5 до 2 метра, што није последица плимског таласа. Од новембра до јануара струја постепено прелази у правилан правац, којим је текла у три летња месеца.

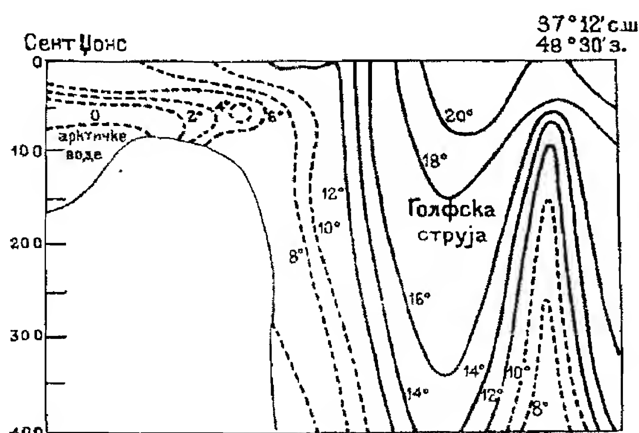
На излазу из Флоридског Мореуза струја је широка око 50 километара, дубока око 650 метара, а кадикад се кретање воде осети све до 1100 метара, и тече средњом брзином од 1·5 узла (0·77 м/сек), која се до 27° сев. шир. постепено повећа до 3·5 узла или 1·8 м/сек., али су јој по матици брзине знатно веће, од 1·15 до 2·5 м/сек, или у средњу руку 1·7 м/сек, које потпуно одговарају брзинама великих река при поводњима. То је почетак најзнатније од свих океанских струја, *Голфске струје*, у оном значењу којим се обично назива. Она до 30° сев. шир. тече као северна струја, а одатле почне скретати у североисточан правац, у сагласности са пружањем американске источне обале, све више се удаљује од копна, осим тога јој се ширина постепено повећава, до 280 километара око Чарлстона, али јој се дубина смањује. Од копна је растављена Хладним Бедемом (Cold Wall), који се више не сматра као продужење Лабрадорске струје него као маса хладне воде, чија је температура за 10° до 15°C нижа од Голфске. Западна граница ове струје врло је оштра; у главном се подудара са пружањем изобате од 200 метара, и последица је деловања честих западних и северозападних ветрова. То се види и по томе, што интензивно плава боја Голфске струје јасно одудара од зелене боје Хладног Бедема.

При току са тропских на веће ширине Голфска је струја толико брза да јој се вода не може хладити у размери повећавања геогр. шир. него је према околним океанским водама знатно топлије. Температура јој једва спадне за 1°C при промени ширине од 10°. Друкчије је, међутим, у већим дубинама, јер је напред споменуто да се са повећавањем ширине дубина струје смањује. Из тог је разлога површинска температура Голфске струје на ширини Рта Хатерас 27°, а 14° у 900 метара дубине, док је 220 километара северније површинска температура 16·5°, а температуре од 14°C налазе се у дубини од 700 метара. Али ни температуре на површини Голфске струје нису исте; између бразда топлије воде теку нешто хладније, а исто се догађа и у дубинама. Исти је случај и код брзина, које се у главноме од средњих делова према ивицама струје смањују, али су промене са дубином много неправилније. Струја је већином најбржа на површини, али се кадикад максимум појави у дубини

од 30 метара, па чак и у 100 метара. Даље је опажена у близини дна повратна струја, која носи воду према Југу. Осим тога се видело, да Голфска струја стоји и под утицајем Месеца. Она је најужа и најбржа кад је месечева деклинација[1]) једнака нули, а најшира је и најспорнија при максимуму деклинације.

До скора се сматрало да је најважнији узрок високим температурама Голфске струје непрестано загревање и онако топлих екваторијалних вода у затвореном Мексиканском Заливу, где су у слободном кретању спречене мореузима. Али је доцније утврђено да главну улогу у њеном загревању има Антилска струја, са умереном брзином од 35 до 45 миља на дан, која се после свога тока преко Бахамских Острва здружи са Голфском, и у њу улива своју воду[2]). Да би се добио још јаснији појам о топлотном значају Голфске струје може се споменути, да према својим средњим димензијама и средњој брзини преноси на дан око 435 билиона тона топле воде.

И даље од Рта Хатераса Голфска струја тече у правцу Североистока, али се све више лепезасто шири, постаје све плића, наизменично се смењују топлије и за 3^0 до 4^0 хладније пруге воде, а брзина јој се смањи на један узао или на 0·51 м/сек. Око 41^0 сев. шир. Голфска струја у правом смислу речи ишчезне; расплини се на простор од 450 до 500 километара ширине и за мореплововство постане готово неурачунљива. Међутим, баш на тим ширинама, под утицајем јужнијег атлантског појаса високог притиска, почну превлађивати ветрови из западног квадранта[3]), који остатке ове струје гоне ка Истоку. Али је њено истинито постојање доказано пре 80 година на сасвим други начин: посматрањем океанских температура. Одатле почиње источни *дрифт Голфске струје*[4]). У скици 244 приказана је вертикална подела температура на пучини Антланског Океана у профилу од Сент Џонса, на источној



Скица 244. — Подела температура на додиру Лабрадорске са Голфском струјом (по Helland-Hansen-у и Hjort-у).

[1]) појам *деклинације* в. на стр. 18.

[2]) Prof. *Dr. Gerhard Schott, Geographie des Atlantischen Ozeans.* Hamburg, C. Boysen 1912., 331 стр. са 28 карата и 90 скица.

[3]) в стр. 474—477 и 494—495.

[4]) као *дрифт* се означују оне океанске струје које су изазване непосредним утицајем ветра; од исландског, данског, норвешког *drift* = нагон, гоњење, подстак.

обали Њу Фаудланда (47°34′ сев. шир., 52°42′ зап. дуж.), до 37°12′ сев. шир. и 48°30′ зап. дуж., дакле приближно у меридијоналном правцу, и на дужини око 1200 километара. Из ње се јасно види, како се око 560 до 640 километара ЈЈИ. од првог места скоро изненада појаве на површини врло високе температуре, и до велике дубине се скоро никако не мењају, али се отприлике 300 до 400 километара даље на морској пучини нешто смање, а према дубини доста нагло опадају, да се после опет повећају и врло споро са дубином смањују. Изгледа, као да кроз атлантске површинске слојеве струји врло широка и преко 400 метара дубока маса знатно топлије воде, а јужније се показује почетак друге такве масе.

При своме даљем кретању на Исток дрифт Голфске струје нема већу брзину од 10 морских миља на дан (0·21 м/сек), почне се северно од Азорских Острва проширивати и разграњавати, чиме јој се брзина још више смањи, и ослобађати се своје топлоте, која је од огромне користи за Западну Европу. Једна од главних грана Голфске струје управљена је према обалама Португалије, али још од Азорских Острва почне скретати на Југоисток, да би образовала компензацијону *Канарску струју*, која се дуж мароканске и мауритске обале и преко Острва Кап Верда враћа у северну екваторијалну струју, одакле је пошла. Канарска струја има умерену брзину кретања, од 8 до 15 миља на дан, а ретко се повећа до 30 миља, и због правца свога кретања је релативно хладна. Доста често се опазило да су разлике у температурама воде при обалама и на пучини веће од 4°C. Њоме је субтропски систем струја затворен, а у средини тога вртлога, са кретањем у правцу сказаљке, лежи *Саргасо Море*[1]). Оно је овалног облика и по најновијим испитивањима *Вингеа* крајње су му границе 23° и 37° сев. шир. и 35° и 60° зап. дуж., по чему би велика особина била дужа од 2350 километара, а површина нешто мања од 3 милиона км². На томе се простору јављају раније споменуте морске травуљине, већином у линеарном правцу и у свежњевима до 3 и 4 метра ширине, али ретко који од њих заузима већу површину од 0·4 км², док су изван свежњева празни океански простори.

Слаб огранак дрифта Голфске струје удара на Бискајски Залив, а друга главна грана скрене у североисточан правац, према Острвима Велике Британије, да између Шкотске и Ирске подлегне поновном разграњавању. Један огранак пође са пучине ка Северозападу као *Ирмингер струја* и обиђе око целог Исланда у правцу кретања сказаљке, али делом скрене на Југозапад, споји се са Источном Гренландском струјом и са њом тече даље. Други слаб огранак може се распознати у Енглеском Каналу све до Па де Калеа и у најјужнијим деловима Северног Мора, до плићака северно од Остенда, али му је брзина кретања врло незнатна: око Па

---

[1]) в. стр. 676—677.

де Калеа 3 миље на дан[1]). Много је важнија североисточна струја, т. ј. главни огранак који додирује западне обале Ирске, Шкотске и Норвешке, и образује *Ирску струју,* а при норвешким обалама т. зв. *Атлантску струју*. Њима ови предели захваљују изванредно благе зиме, Ирска зимзелено рашће[2]), а све обале потпуно нормалан морски саобраћај у целој години, јер се скоро никако не јављају ледни брегови и санте. У овој се струји површинске водене честице крећу средњом брзином од 9·6 цм/сек., и за годину дана не понесе више од 61000 км^3 воде са салинитетом од 35·15$^0/_{00}$. По брзини се о постојању ове струје не би готово ни знало, кад не би имала много више температуре од околних вода, што је показано у скици 224, на страни 645. Да се т. зв. Атлантска струја може сматрати као непосредни наставак Голфске потврђују неки карактеристични облици флоре Западне Индије, који су струјама донесени и нађени у овим знатно севернијим пределима.

На даљем се путу кретање струје вероватно још више успорава; она се хлади, постепено истањује, проширује и расипа, као што се у мочарима губе речне воде. Од ње најпосле остану само релативно танки слојеви у већим дубинама, што је *Нансен* открио приликом своје експедиције на Поларно Море. На неким су се местима у дубинама од 200 и више метара налазиле воде са температуром од 0·5^0, у оштрој супротности са околним водама, чије су температуре биле —1^0 и —2^{0}C. Због ових топлијих струја некоји су делови Поларног Мора у летњим месецима пловни, јер се залеђене масе морске воде при обалама искидају у веће блокове, између којих остају слободни простори, те бродови могу доспети до западних обала Новаја Земље и јужних делова Архипелага Франца Јосифа.

По *Нансену* је, међутим, систем струја на североисточном делу Атлантског Океана нешто друкчији[3]). Он је доста опрезан према мишљењу, да дрифт Голфске струје тече попречно преко океана и удара на португалске обале, одакле почиње Канарска струја, јер оно почива на посматрањима површинских појава на океану, па није оправдано да се резултати примену и на кретање дубљих слојева. Али исто тако и Нансенова сумња базира на резултатима посматрања, т. ј. на врло великом распрострањењу слане и топле воде из Средиземног Мора у већим

---

[1]) *Johan Gehrke, Mean Velocity of the Atlantic Currents Running North of Scotland and through the English Channel.* Conseil permanent international pour l'exploration de la mer. Publications de circonstance. № 40. Copenhague 1907., 18. стр.

[2]) в. стр. 400—401 и *Климатски тип западних приморја,* стр. 576.

[3]) *Fridtjof Nansen, The Waters of the North-eastern North Atlantic. Investigations made during the Cruise of the „Frithjof", of the Norwegian Royal Navy, in July 1910.* Intern. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrographie. Hydrogr. Supplem. zu Bd. IV. Leipzig, Werner Klinkhardt 1913, IV + 139 стр. и 17 таблица са 52 скице.

дубинама источног дела Атлантског Океана, нарочито у правцу Севера[1]), па претпоставља да је и у површинским слојевима кретање воде управљено у истоме правцу. До тога закључка долази према подацима новог међународног испитивања океана, по којима су изохалине испупчене према Бискајском Заливу, а према Енглеском Каналу и Ирском Мору у облику дугачког језика.

У главном се *Нансен*ова модификација своди на ово: Цела водена маса од површине до 1500 метара дубине тече од Гибралтарског Мореуза дуж европског континенталног одсека и има главан удео на образовању Ирске и Атлантске струје, које су мањим делом продужење дрифта Голфске струје. Њезина највећа маса воде не скреће на Североисток, према европским обалама, него делимично свија на десно према Саргасо Мору, а делом између Азорских Острва и Мадејре на Североисток и ту се споји са великом северном струјом. Канарска струја је непосредан наставак Голфске струје, али почиње јужно од Канарских Острва, а не као што се мислило западно од португалских обала. По овом се излагању види, да би главна новина била северна струја, која тече уз ивице континенталног одсека већ од Иберског Полуострва[2]).

Да би се на Поларном Мору успоставила равнотежа, која је поремећена струјама из Атлантског Океана, морао би се развити други систем, који исте онолике количине воде односи, колико доносе топле и слане струје. *Нансен* је при експедицији „Fram-a“ заиста утврдио постојање западне струје на Поларном Мору, која почиње од Острвâ Нове Сибирије, па постепено скреће на десно и тече према правцу северног пола[3]). Она се северно од Гренланда разграна: један јој огранак отиче кроз Кенедијев и Смитов Мореуз, а други уз источне обале Гренланда.

Источном Гренландском струјом отичу нагомилане масе слатке воде северних еуразијских река и за време лета отопљеног леда. Ова струја носи велике масе леда, али је број ледних брегова незнатан због доста ретких ледника при гренландској источној обали. Заобилазећи око Рта Фервел меша се са топлијом водом и почне уз западну обалу тећи ка Северу, али се сав лед већином истопи до Годхōба, на 64° сев. шир. У томе се правцу приближно шири до 72° сев. шир., ма да се већ много јужније мањи огранци одвајају и отичу према Западу, т. ј. према централној струји, која постаје спајањем струје из Смитовог

---

[1]) в. стр. 624—625 и 653—654.

[2]) Критика о ранијем и Нансеновом мишљењу изашла је у расправи: *Alfred Merz, Neue Anschaungen über das nordatlantische Stromsystem.* Zeitschr. d. Ges .f. Erdkunde Berlin. 1915., стр. 111—122.

[3]) *Fridtjof Nansen, The Oceanography of the North Polar Basin,* у *The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896.* Scientific Results. Vol. III. 1902, XI + 427 стр. са 33 табл. диаграма и карата.

Мореуза са двема западним струјама из Ланкастерова и Џонесова Мореуза у Девисовом Пролазу[1]).

То је почетак *Лабрадорске струје,* која тече према Југу. Ова је струја са источне стране доста оштро ограничена изохалином од $34^0/_{00}$, али је према средишним деловима салинитет на површини струје 33·5 до $32{\cdot}5^0/_{00}$, а према дубини се повећава, док су температуре уопште ниске, и у дубини између 35 и 55 метара кадикад спадну до минимума од $-1{\cdot}8^0$C. Кретање струје је веома споро, ретко кад је 13 миља на дан, односно 0·28 м/сек, па у релативно плиткој води изван лабрадорске обале могу на кретање леда доста знатно утицати чак и слаби ветрови. У јануару и фебруару ледна поља често покривају цео простор између обале Њу Фаундланда и упоредника 43^0 сев. шир., док се у доцнијим месецима чешће јављају ледни брегови, т. ј. откинути делови глечерских језика при западним обалама Гренланда, који су у априлу, мају и јуну доста велика опасност за парне бродове у њиховој близини.

При северном окрајку Великог Спруда, испред Њу Фаундланда, Лабрадорска струја се разграна. Један огранак тече упоредо са обалом до 42^0 сев. шир., где скрене на Запад, други се, јачи, огранак шири ка Истоку као доста простран површински слој воде, а средњи наставља свој ток дуж источног обронка Великог Спруда. Око његових јужних ивица Лабрадорска струја удари на Голфску, која се источно од спруда почне лепезасто ширити, па услед великог судара и трења буде заустављена, затим извијена према Голфској струји и најпосле увучена у источни ток, са одговарајућим мешањем поларне и тропске воде у облику разноликих вртлога.

Ова тврђења нису у сагласности са назорима многих стручњака, по којима Лабрадорска струја свија преко Великог Спруда ка Југозападу и наставља се низ источне обале Сједињених Држава до Рта Хатерас. Исто тако при океанографским испитивањима овог предела нису добијени никакви докази који би ишли у прилог ранијем мишљењу, да се Лабрадорска струја, као хладнија и тежа, спусти испод Голфске, и да се тек јужније понова помоли, јер напротив постоји врло изразита тенденција да се поларна вода распростре по морској површини. Иначе је граница између Голфске и Лабрадорске струје врло јасна, будући јој је вода мутна и зеленкаста, а због непосредног додира изнимно топле и хладне струје цео се овај предео одликује честим, густим и дебелим маглуштинама, нарочито за време зиме.

Лабрадорском струјом је завршен субполаран систем струја, које се крећу у супротном правцу сказаљке. Ту ветрови нису постојани ни по

---

[1]) *D. G. Matthews, G. I. Taylor,* and *L. R. Crawshay, Report on the Work carried out by the S. S. „Scotia", 1913.* H. M. Stationary Office. London 1914.

своме правцу, ни по јачини, па су с тога и океанске струје промењивог правца и врло се споро крећу.

На Јужном Атлантику постоји сличан субтропски прстен струја као на Северном, али је много једноставнији и правилнији. Екваторијална струја југоисточног пасата почиње на пучини испред африканске обале, јужно од Гинејског Залива, и тече просечном брзином од 30 до 32 цм/сек. Код Рта Светог Рока половина јој скрене на Југозапад, одакле тече нуз источну обалу Јужне Америке као топла *Бразилијанска струја*, ретко кад већом брзином од 20 миља на дан, односно 43 цм/сек. Она се почне удаљавати од копна тек на ширини Рио де Жанеира, око јужног повратника, и под утицајем североисточне Фалкландске струје, а још више девијаторне снаге, све већма скреће на лево, према Југу и Југоистоку. Под 40⁰ јуж. шир. почне подлегати „послушним“ западним ветровима[1]) и тече према водама Јужне Африке са просечном брзином од 45 цм/сек. На нешто већим ширинама повремено се спаја са огранцима источне *циркумантарктичне струје*, услед чега се и сама хлади, па кад доспе до Рта Добре Наде отиче једном половином ка Истоку, у Индиски Океан, а другом према Северу. То је хладна и доста спора *Бенгуела струја*, чија је просечна брзина кретања 10 миља на дан, али се кадикад повећа до 30 и 35 миља или до 65 и 75 цм/сек. Она се још више расхлади асцендентном струјом уз целу западну обалу Јужне Африке, која собом доноси хладне воде из дубина. Та компензацијона струја добија, дакле, воду и са површине и из већих океанских дубина, а односи ју — заједно са муљем и кладама из Конга — према екватору, где се споји са јужном екваторијалном струјом, чију температуру кадикад веома осетно смањи.

Између топлијих патагонских и аргентинских обала и топле Бразилијанске струје увлачи се од Хорновог Рта према Североистоку огранак циркумантарктичне струје са врло хладном водом, који се отприлике осећа до ушћа Ла Плате, односно до 35⁰ јуж. шир. То је *Фалкландска* или *Малуинска струја*, која тече брзином од 16 до 20 миља на дан, а у ретким случајевима већом од 30 миља, и све до крајњих граница донаша антарктичне ледне брегове. На граничном појасу Фалкландске и Бразилијанске струје појаве се на удаљењу од неколико миља врло велике разлике у температурама, од 10⁰ до 12⁰C[2]). Она је потпуно слична Лабрадорској струји и, као ова, струја компензације.

Струје на Тихом Океану. — Велике сличности са атлантскима, али много веће димензије, имају струје на Тихом Океану, јер је и његова површина несрављено већа, а конфигурација обала много правилнија

[1]) в. стр. 495.

[2]) *Joh. Klaehn, Über die Meeresströmungen zwischen Kap Horn und der La Plata-Mündung.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. XXXIX, 1911., стр. 647—665.

него код Атлантског Океана. Ипак је систем струја на јужној половини Тихог Океана доста заплетен, нарочито на западном делу, где се јављају многобројне групе острва.

Екваторијалне струје североисточних и југоисточних пасата и повратна екваторијална струја врло су изразите и у главном имају потпуно правилан облик. Знатно већи део северне екваторијалне струје, која је по јачини слабија од јужне, скрене западно од Маријанских Острва према источној обали Формозе, а мањи се део управи на Југ, да са делом јужне екваторијалне струје образује *повратну струју*. Ова се осећа на целом појасу од Острва Минданауа и Халмахаире до Панамског Залива, вероватно као непрекидна источна струја, која је нарочито јака за време јужне зиме; широка је око 550 км., дугачка 16500 километара и највећим делом тече северно од екватора. Несумњиво је да ова струја представља највеличанственију појаву у целом систему кретања океанских вода. По својим високим температурама и свијању на Југ код Панамског Залива, а на обали Централне Африке на Север, има пуно сличности са Гинејском струјом на Атлантском Океану.

Онај део екваторијалне струје који скрене према источној обали Формозе, и на већим ширинама тече ка Североистоку, образује т. зв. *Куро Шиво струју*, т. ј. по јапанском називу струју Плаве Соли, јер се по својој затворено плавој и сланој води јасно одваја од околних делова океана. Она би одговарала атлантској Голфској струји, али је и по јачини и по количини магазиниране топлоте незнатнија, па има и мањи значај. Код ње се на изотерму од 10°C наилази већ у дубини од 370 метара, док је на најбржем делу Голфске струје у двапут већој дубини, око 800 метара[1]).

Запремина Куро Шиво струје зависи од монсунских ветрова: повећава се за време летњег монсуна, а при зимском се смањује[2]). Њен један огранак се кроз Кореански Канал увлачи у Јапанско Море, где повећава густину воде, а главни јој део тече паралелно са јужним обалама Јапана, али доста даље од њих. Она се од Формозе до Јапанских Острва постепено шири: од 180 километара на Истоку од Формозе до 450 и 550 километара јужно од Острва Шикоку, а у истом јој се правцу повећава и брзина, од 24 до 48 миља на дан, али су око најјужнијег јапанског острва Киушиу (Саикаидо) доста често опажене и знатно веће брзине од 60 до 70 миља на дан, или 1·30 до 1·50 м/сек. Источније од Јокохаме, кад струја наиђе на слободан океан, почне се лепезасто ширити, али јој се упоредо са ширењем брзина кретања успорава.

---

[1]) *Dr. Gerhard Schott, Temperaturen und Strömungen der ostasiatischen Gewässer.* Archiv der Deutschen Seewarte. XIV. 1892.

[2]) в. *Монсунски ветрови*, стр. 496—497.

Око 40⁰ сев. шир. почну на пучини Тихог Океана превлађивати западни ветрови, зими са северозападног, лети са југозападног квадранта, а под њиховим утицајем Куро Шиво струја почне тећи у источном правцу. Ближе јапанским обалама дувају у летњим месецима јужни и југоисточни ветрови, па под њиховим утицајем слаб огранак дрифта Куро Шиве скрене од 147⁰ ист. дуж. на Североисток и као *Камчатска струја* односи топлу воду чак у Берингово Море. Иначе се дрифт Куро Шиве почне рачвати у две гране много источније, вероватно од 150⁰ зап. дуж., али се њихова граница мења са годишњим добима: зими је отприлике на ширини Рта Мендоцино, на 41⁰ сев. шир., а лети око 48⁰ сев. шир., што би на западној обали Северне Америке одговарало јужном крају острва Ванкувер[1]). Једна грана свија према Североистоку, у огроман Залив Аљаске, којој приморје Британске Колумбије захваљује своју благу климу, а изгледа да даље тече паралелно са јужном обалом Аљаске, као врло слаба западна струја. Она би требала да буде део субполарног прстена, али је Тихи Океан одвојен од Поларног Мора Беринговим Мореузом, који није шири од 100 километара и дубљи од 60 метара, те се такав систем струја не може потпуно развити. Ипак се донекле може назрети у зимским месецима, када дувају врло снажни северозападни и северни ветрови, па својим потиском гоне ледене воде из Беринговог и Охотског Мора, које отичу према Југозападу низ источне обале Курилских Острва, Јеса и Хонда, а кадикад се осете до Јокохаме, али ледне масе носе само до Острва Јесо. То је *Курилска* или *Оја Шиво струја*, т. ј. по јапанском струја Жуте Соли. Она удари о дрифт Куро Шиве те се на граничном појасу јављају врло нагле промене у температурама. При вожњи бродовима често се могло опазити, како су на граници струја температуре морске воде у току једног сата показале разлику до 10⁰С, било да за толико степена спадну или се повећају, према томе да ли се брод ближи од топле хладној или од хладне топлој струји. У лету тога нема, јер је појава компензацијоне субполарне струје онемогућена исто толико снажним летњим монсуном, који дува према већим ширинама[2]).

Друга, јача и изразитија грана дрифта Куро Шиве скрене на Југоисток, да би образовала компензацијону, релативно хладну *Калифорнијску струју*, која тече према мањим ширинама, ка топлијим околним океанским водама, и која је по своме правцу доста променљива. Има доста знакова о њеним непосредним везама са Куро Шиво струјом, наро-

[1]) *Dr. Hermann Thorade, Über die Kalifornische Meeresströmung. Oberflächentemperaturen und Strömungen auf der Westküste Nordamerikas.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. XXXVII. 1909., стр. 17—34, 63—76 са 26 карата и диаграма.

[2]) *Bruno Schulz, Die Strömungen und die Temperaturverhältnisse des Stillen Ozeans nördlich von 40⁰ N. Br. einschliesslich des Bering Meeres.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. XXXIX. 1911., стр. 177—190, 242—264 са картама и диаграмима.

чито по рибарским изломљеним џункама[1]), са Јапанцима на њима, које су кадикад струјама догоњене до Хавајских Острва или до Сан Франциска.

Главни је задатак Калифорнијске струје да надокнади отекле количине воде северном екваторијалном струјом, али и ту известан део накнаде добија асцендентним струјањем хладних вода при западној обали Северне Америке, нарочито у топлијем делу године. Она у средњу руку тече од 45° сев. шир. до повратника, са ширином од 350 до 550 километара и брзином од 18 миља на дан, и то уопште брже у близини копна него на пучини. У правцу пружања обале Калифорнијска струја тече приближно до ширине Рта Аргело (34°30′ сев. шир.); одатле скрене у Ј. и ЈЈЗ. правац и све се више удаљава од обале, а на ширини Рта Светог Луке (Cabo San Lucas) почне тећи као југозападна струја и недалеко се споји са екваторијалном.

На Јужном Тихом Океану *екваторијална струја* заузима у главном цео простор од 4° сев. до 10° јуж. шир. и од американских обала до граничног меридијана (180°), али изгледа да су воде и на западном делу, са безбројним мањим и већим острвима, бар повремено гоњене према Западу. Брзина струје се повећава са удаљавањем од обале и често премаши 24 миље на дан, а кадикад су забележене и знатно веће брзине, од 90 до 100 морских миља. На ширини Самоанских Острва екваторијална струја се раздели; један јој део скрене на Југозапад и тече дуж целе југоисточне обале као 40 до 110 километара широка *Аустралијанска струја*, са брзином од 12 до 72 километра на дан, али код Хау Рта (Cape Howe) нагло завије на Исток, па се делом слије са циркумантарктичном струјом, а делом скрене на Североисток и тече уз западну обалу Новог Селанда, где се од Северног Рта веома јако прошири у лепезастом облику. За Аустралијанску је струју карактеристично да се одржава у току целе године, и ако је у зимским месецима слабија, јер насупрот њеном току дувају монсунски ветрови са копна, док за севернији део Тихог Океана то не вреди. Зато се при североисточним обалама Аустралије и северним обалама Нове Гинеје други део екваторијалне струје осети као северозападна струја само у зимским месецима јужне полукугле, јер у то доба дува на овом делу Тихог Океана југоисточни пасат, односно зимски монсун. За време тамошњег лета дува северни и северозападни монсун, па се североисточно од Аустралије развију у главном плитке источне и југоисточне струје, које се на пучини изгубе при додиру са екваторијалном струјом.

Између 40° и 50° јуж. шир. јавља се под утицајем врло честих западних ветрова и ако не права струја ипак кретање водених маса према Истоку, све до обала Чиле. Испред њих источна струја постане

---

[1]) в. стр. 260, прим. 1.

одређенија и подели се у две гране. Прва од њих, као *струја Хорновог Рта*, однаша собом јужно од Огњене Земље релативно топлу воду у Атлантски Океан, а друга отиче према Североистоку, испред чилских и перуанских обала, па је с тога названа *Перуанском струјом*. И она је компензацијона струја, која је северно од Валпараиза широка око 200 километара, али се ретко кад креће већом брзином од 15 до 20 миља на дан и нарочито се одликује ниским температурама. Кадикад Перуанска струја скрене са нормалног пута, управо према копну, и тада је врло опасна за бродове. Код Рта Парињa, најзападније тачке Јужне Америке, одвоји се од обале, почне тећи на Северозапад, према Галапагос Острвима, и уђе у састав јужне екваторијалне струје, која се још доста даље на Западу одликује релативно хладном водом. Уз саме обале Јужне Америке чешће је опажена повратна струја, која носи водене масе према већим јужним ширинама.

Струје на Индијском Океану. — На Индијском је Океану систем струја знатно поремећен: 1. што је на северној полукугли ограничен само на тропске ширине, 2. што му недостаје довољан простор и 3. што цела Јужна Азија подлежи утицају монсуна, а исто тако и Северни Индијски Океан. Из тих је разлога цела екваторијална струја знатно помакнута Југу и повратна екваторијална струја тече по јужној полукугли, а не по северној, као на два друга океана. Још важније је, што се на северној полукугли струје у току године смењују, јер су у главном изазване сменом монсунских ветрова, а пошто је трајање летњег и зимског монсуна краће од по године имају доста незнатну дебљину. Према емпиријској формули се може прорачунати, да би се у току од шест месеца десети део површинске брзине пренео до дубине од 23 метра, дакле несравњено мање но код великих струја.

Под утицајем југозападног монсуна образује се у летњим месецима источна струја од 4^0 до 14^0 сев. шир,, али на севернијим деловима Арабијског Мора и Бенгалског Залива воде теку у близини обала у противном правцу сказаљке, односно као компензацијоне струје, и образују се два слабо изразита прстена. За време зиме, при североисточном монсуну, струје теку у супротним правцима, али у оба случаја могу бити врло снажне, јер су опажене брзине до 60 миља на дан или 1·3 м/сек.

По оваквом распореду струја излази да би и *екваторијална повратна струја* била у посредној зависности од монсуна, јер са већих ширина Северног Индијског Океана добија воде само зимским западним струјама, а лети их уопште не прима, што би изазвало очигледна колебања у њеним димензијама. Сталну храну добија само *јужном екваторијалном струјом*, која заузима појас од 7^0 до 20^0 јуж. шир. и зато је ипак изразитија од повратне струје Атлантског Океана. Екваторијална струја Јужног Индика почиње око 100^0 ист. дуж., а при њеном току

према Западу почне се приближно од 60^0 ист. дуж. делити, јер се ближи копненој маси Мадагаскара. Испод његове источне обале један део почне тећи као јужна и југозападна струја, где при јужним деловима има ширину од 900 до 950 километара, али се даље сужава и ишчезне у Агуљас струји.

Знатнији део јужне екваторијалне струје обиђе северни крај Мадагаскара, где су опажене брзине до 30 миља на дан, и наставља се у западном правцу до Рта Делгадо. Ту један огранак скрене уз африканску обалу ка Северу, и дође под утицај монсуна, док други отиче кроз Канал Мосамбика као јужна *Мосамбичка струја*, а од 30^0 јуж. шир. настави се као *Агуљас струја*. Њена је вода топла и креће се великом брзином од 40 до 50 миља на дан, а кадикад и брже. Мења се са годишњим добима, јер јој се у зимским месецима ширина и брзина смањују, а у летњим се месецима њени утицаји осете много западније. Око Рта Игле (Cap Agulhas) састају се топле воде ове струје са хладним водама циркумантарктичке, која долази са Атлантског Океана, па су у тим пределима температуре морске површине од једног до другог места врло промењиве, а море јако узбуркано. Јужно од Плићака Агуљаса највећи део струје скрене према Југу, Југоистоку и Истоку, где му се топлотни утицај осећа до 40^0 јуж. шир. и 70^0 ист. дуж.

Осим тога је утврђено, да се непосредно испред јужноафриканских обала јављају повратне струје, јер су њима поједине боце ношене од Порт Натала ка Североистоку до Рта Санта Луција, или од Рта Инфанта (21^0 ист. дуж.) и Рта Сент Франсис (22^0 ист. дуж.) према ушћу реке Велике Рибе (Great Fish River), али ако су бачене западније од Рта Игле струје их носе на Северозапад, са компонентом која је врло изразито управљена према копну, т. ј. према западној обали Јужне Африке. У случајевима, где су боце бачене у море на већем удаљењу од обале пођу једним делом са Агуљас струјом ка Југозападу, а делом са Бенгуела струјом према Северозападу, чак и до Бразилије, ако су бачене западније од 20^0 ист. дуж[1]).

Од 40^0 јуж. шир., где дувају превлађујући западни ветрови, почиње врло широк дрифт источне струје, која у близини западне аустралијанске обале почне тећи према Северу као *Западно аустрална струја*, чије се хладне воде најпосле слију у екваторијалну струју. Јачина Западно аустралне струје веома је промењива, кадикад се готово и не осећа, а кадикад има брзину од 18 до 36 морских миља на дан.

Струје антарктичког океана. — Око целог антарктичког копна се опажа, како се ледни брегови полагано крећу према умереним ши-

---

[1]) *J. D. F. Gilchrist, Currents on the South African Coast, as indicated by the Course of Drift Bottles.* Marine Investigation in South Africa 1902. Tome II. Capetown 1903., стр. 155—165.

ринама, а то може бити једино последица морских струја са северном компонентом. Изгледа да је овај дрифт нарочито утицајан на Мору Ведела (Ђорђа IV.) и Роса, али га експедиција са бродом „Belgica" није могла утврдити западно од Грехемове Земље. Вероватно је да на томе делу антарктичког океана, где дувају североисточни ветрови, постоји на пучини отприлике од 70^0 јуж. шир. јужна струја, која са већих ширина доноси топлију воду и с тога је море релативно мање покривено ледним масама. Али се непосредно уз обалу Грехемове Земље опажа северна струја, која би била повратна струја раније.

Око 50^0 јуж. шир. слије се дрифт северне струје са дрифтом огромне источне струје, као последице превлађујућих западних ветрова на мањим јужним ширинама, о чијим је утицајима напред нешто споменуто.

Хладне воде при западним обалама континената на суптропским ширинама. — При западним обалама копна између 40^0 сев. и јуж. шир. повратне струје имају веома ниске температуре. Узрок тој појави није једино у чињеници што долазе са већих на мање ширине, јер им је кретање толико споро да би се за време од четири месеца, у којима пређу 3300 километара, одн. 30^0 геогр. шир., могле толико загрејати да изгубе карактер хладних струја. На вероватан узрок ниским температурама указано је у другој половини прошлог столећа, када је утврђено да се при оним обалама где дувају ветрови са копна на море развија асцендентна струја, т. ј. издизање хладне воде из већих дубина према површини, да би надокнадила однешену количину воде под утицајем ветра. Тако је приликом „Challenger" експедиције доказано да је у Заливу Симонса, код Рта Добре Наде, температура површинске воде при југоисточним ветровима са мора око 17^0 до 18^0C, али се на шест часова после северозападног ветра са копна температура у целом заливу смањи до $10{\cdot}5^0$C, т. ј. до исто онолике каква је 90 метара. при дну залива, у дубини од 16 метара, и даље на пучини у дубини од Баш та је околност доказ о асцендентном струјању хладних вода из дубине. Можда је из тих разлога добио своје име цео велики залив False Вау, залив између Рта Добре Наде, Сомерсета и Рта Ханглип, којим је обухваћен и Симонсов Залив[1]).

Много су изразитији ови утицаји ветрова при оним приморјима где пасати дувају релативно стрмо са копна на море, а то су источни делови океана на субтропским ширинама, са изузетком Западне Аустралије, чија је обала ограничена 21^0 и 35^0 јуж. шир. и нема довољно велико меридијонално пружање да однесена вода пасатским ветровима не би могла бити потпуно надокнађена јужном струјом, него би била потребна и асцендентна струја. Иначе су при западним обалама Северне

---

[1]) У енгл. је *false* = варљив, превртљив, непостојан, лажљив.

и Јужне Америке, и при северозападној и југозападној обали Африке, температуре морске површине врло ниске. Тако је при западној обали Јужне Америке, испред Каљаа, температура морске површине 18·2°, око 55 километара даље на пучини 20·6°, на удаљењу 150 километара од обале 23·8°, на удаљењу од 250 километара 27°C, а ту би се на температуру од 18°C вероватно наишло у већој дубини од 100 метара. На калифорнијској је обали асцендентно струјање воде потпуно развијено само у летњим месецима, јер ветар тада дува усправно са копна на море, док за време зиме претежно дува са Северозапада, у правцу пружања обале[1]). Али је по *Холвеу* хладна вода при западним обалама Сједињених Држава пореклом из т. зв. Мōри дубине, која је даље на Северозападу. Одатле отиче цела вода од површине до дна, а уз континенталан одсек се издиже хладна вода са дна[2]).

Мак Јуён је према *Екман*овој теорији извео формулу, по којој се абнормалне температуре ма кога ограниченог предела могу теоретски прорачунати, а доцније је упоређењем својих резултата са опаженим вредностима утврдио доста добро подударање. Главан му је закључак да се површина расхлађеног простора и величина смањивања температуре мењају са дубином воде, нагибом дна, са брзином ветрова и површином преко које се шире, као и њиховом постојаношћу. Расхлађујући утицај асцендентне воде шири се до 600 километара на пучину код Рта Мендоцина (40° сев. шир.), где је нађена и најхладнија вода у летњим месецима, а до 2100 километара далеко од Сан Диега (32°45′ сев. шир.), где је редукција температуре најмања[3]).

Струје у затвореним морима. — У морима која су свих страна опкољена копном струје добијају изглед затворене циркулације. Ту се и утицај земљине ротације огледа много јасније него на слободном океану: свугде се види тежња скретања на десно, на северној полукугли, и струје поглавито теку близу обала. Типски пример тих услова представља *Средиземно Море* са његовим ивичним творевинама. Адмирал *Смит* је по посматрањима од 1810 до 1824 године закључио да струја из Атлантског Океана тече уз северне обале Африке према Истоку, до теснаца између Сицилије и Туниса, одакле се управи ка обалама Барке и Египта, остављајући на страну Малу и Велику Сирту, где се образује систем повратних струја. Од сиријске обале удари на Север, а при јужним обалама Мале Азије скрене, и почне тећи као западна

---

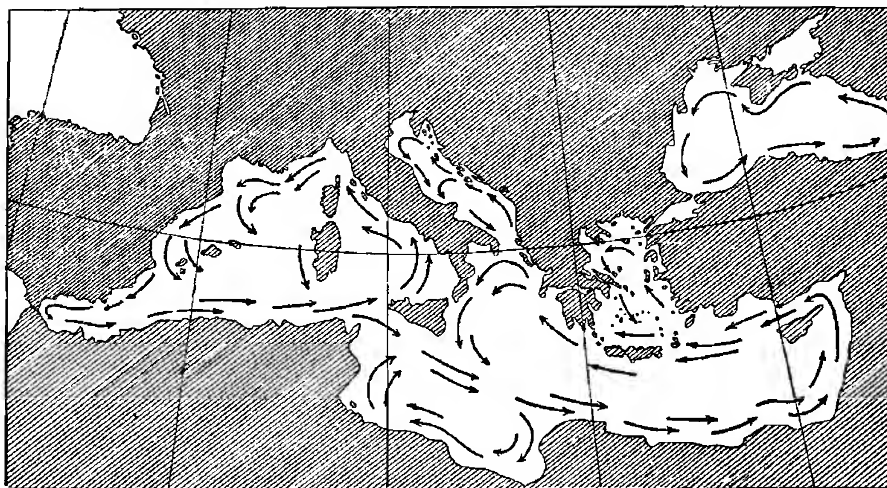
[1]) *Dr. Hermann Thorade*, l. c.

[2]) *R. C. Holway, Cold Water Belt along the West Coast of the United States.* University of California Publications. Bull. of the Department of Geology. Tome. IV. Berkeley 1905., стр. 263—286.

[3]) *G. F. McEwen, Cold Surface Water on the West Coast of North America.* The Geogr. Journ. Vol. XLII. 1913, стр. 199—200.

струја, па даље у правцу обала Јонског и Јадранског Мора, увек супротно од кретања сказаљке, да при југоисточној обали Италије и Сицилије пређе у јужну струју, на Тиренском Мору у југозападну, на Лигурском у западну, а дуж шпањолских обала у југозападну струју, чиме је кружно струјање завршено[1]).

Доцнијим је опажањима и испитивањима овај назор већим делом потврђен (в. скицу 245). Пре свега је доказано, да се струја из Атлантског Океана може пратити дуж целе африканске обале, отприлике до ушћа Нила, и да у њеним површинским слојевима превлађује изразито атлантски планктон[2]), а по статистичким подацима немачке Seewarte излази, да је дуж северних обала Алжира и Туниса развијена доста јака источна струја, која се стално одржава у свима годишњим добима[3]). С помоћу бацања боца је утврђено да од Тенеса, на алжирској обали, огранак струје скреће на Североисток, према Балеарским Острвима, да



Скица 245. — Струје у Средиземном и Црноме Мору.

северно од Таолине, на источној обали Сицилије, струја тече кроз Месински Мореуз према Северу, а јужније према Југу, и да од Напуља струје теку уз обале све до Перпињана. Осим тога је по пловљењу боца доказано да су на западној половини Средиземног Мора струје доста споре; крећу се брзином од 3 до 10·5 километара дневно или 3·4 до

[1]) Rear-Admiral *William Henry Smyth, The Mediterranean, a Memoir Physical, Historical and Nautical.* London, Parker 1854. — О испитивањима струја на Средиземном Мору в. расправу *O. Marinelli* e *G. Platania, Materiali per la conoscenza del Mediterraneo: I. Della corrente litorale del Mediterraneo con particolare riguardo alla costa orientale della Sicilia.* Mem. Geogr. Vol. II. Firenze 1908., стр. 71—230.

[2]) *J. Schmidt, Report on the Danish Oceanographical Expeditions 1908—1910 to the Mediterranean and Adjacent Seas.* Vol. I., l. c.

[3]) *Deutsche Seewarte: Wind, Strom, Luft- und Wassertemperatur auf den wichtigsten Dampferwegen des Mittelmeers,* l. c.

12·1 цм/сек. Брзина струја се периодски мења са плимом и осеком, а апериодски са ветровима.

Извесни се закључци о правцима струја могу извести и по подели ваздушног притиска у разним годишњим добима. Тако је изнад Балеарске и Тиренске котлине изразита барометарска депресија развијена у зимским месецима, када дувају ветрови циклоналних праваца: на лигурској обали са Североистока, на шпањолској са Северозапада, на алжирској са Југозапада, а на западној обали Италије са Југоистока, а то иде у прилог образовању морских струја које се крећу у противном правцу сказаљке. Лети је тај предео под релативно великим ваздушним притиском, па би се тада систем струја пореметио, али су знатно повољнији услови у прелазним годишњим добима. На Левантинском Мору, т. ј. на источној половини Медитеранског Мора дувају у току целе године чести и снажни северозападни ветрови, под чијим би се сталним утицајем вода више нагомилавала дуж обала Либијске Пустиње и образовала би се источна струја, док би код Барке одилазила у Сирте и почела се кретати у смислу кретања сказаљке. Али би се однашањем воде са севернијих делова Левантинског Мора морале развити компензацијоне струје и то на тај начин што би уз обалу Сирије текла са јужнијих делова мора северна струја, као наставак источне. Осим тога се између Кипра, Сирије и ушћа Нила успостави циклонално кретање ваздуха, које је у летњим месецима изразитије, а у зимским врло слабо и нешто помакнуто на Запад, што доста олакшава одржавање струја, које се на овом делу Средиземног Мора крећу у супротном правцу сказаљке.

Најглавнији и најчешћи правци струја приказани су у скици 245 по којој се јасно види, како се на разним местима гранају и како се због конфигурације Средиземног Мора јављају неколико затворених система.

Да би се надокнадила сва количина воде, која се у површинским слојевима улије са Атлантског Океана, мораће у већим дубинама да вода отиче из Средиземног Мора у океан. Тако се поред хоризонталног образује и вертикално струјање водених маса. Последњом струјом се тумаче све опажене аномалије у подели температура и садржине соли у Атлантском Океану, о којима је раније изнесено више података[1]).

Нилсен је за циркулацију воде у Средиземном Мору поставио оваку билансу: површинским струјама буде годишње донесено око 59200 км³ воде, рекама и непосредним атмосферским талозима 2200 км³, а од тих се количина утроши на испаравање 5200 км³, док остатак од 56200 км³ буде дубоким струјама враћен у Атлантски Океан[2]).

Слични су системи струја и код ивичних творевина Средиземног Мора. О струјама на *Јадрану* има података још из друге половине XVII. сто-

---

[1]) в. стр. 624—625, 626—627, 647—648 и 653—654.

[2]) *J. N. Nielsen, Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters,* 1. c.

лећа и карактеристично је да се сва доцнија посматрања доста добро подударају са најновијим испитивањима, бар у погледу праваца[1]). Већ код јонских острва почне превлађивати северна струја, која тече уз источне крајеве Јонског Мора, али изгледа да испод Крфа један огранак скрене на Запад, према Тарантском Заливу, док највећи део отиче и даље на Север, одн. Северозапад, дуж арбанских и далматинских обала, и испред острва. И ту се од Боке Которске до Пуља мањи огранци одвајају од главне струје и скрену на лево, према италијанским обалама, нарочито често између Дубровника и Корчуле, одакле отприлике теку преко Палагруже ка Монте Гаргану. Испред јужног краја Истре главна се струја разграна; незнатан јој део отиче кроз Кварнер према Ријеци, а знатно већи део скрене на Запад, да при италијанским обалама нагло свије у југоисточан правац све до Отрантског Мореуза, одакле у полукружном луку тече према Таранту, а делом настави пут на Југоисток, у Јонско Море.

У плитком, северозападном делу Јадранског Мора, између венецијанске, тршћанске и западне истарске обале, превлађује циклоналан правац струјања: дуж истарске обале ка Северу, од Пирана ка Западу, дуж италијанске обале ка Југу, а од ушћа Падана (По) делом ка Истоку, према Ровињу, а делом на Југ.

Мацеле је прорачунао брзину струја на појединим деловима Јадрана, према броју сакупљених боца до новембра 1913 године, и дошао је до ових закључака. Струје су на Јадранском Мору врло споре; средња брзина је 3·7 морске миље, али се у највећем броју случајева крећу брзином од 2 до 3 миље на дан. Зими се крећу најбрже, просечно брзином од 4·1 миље, у јесен најспорије, 2·8 миље на дан, а у пролетњим и летњим месецима средњом брзином од 3·2 до 3·6 миља. Дуж источне обале Јадрана теку на најјужнијем делу бар брзином од 4 миље, на средњем делу, од Оштрог Рта до Виса, средњом брзином од 7 миља, а одатле до Пуља знатно спорије, нешто брже од 2 миље дневно. Средња брзина струја била би 3·9 миља, али се показују велике разлике у средњој брзини зимских и летњих месеца; зими се крећу брзином од 5·7 миља, која је 1·9 пута већа од летње. Много се брже креће југоисточна струја при западним, италијанским обалама, просечно 7·5 миља дневно, али се северније од Монте Гаргана креће средњом брзином од 8 миља, а јужније брзином од 6 миља. И ова је струја зими јача него лети, 8·2 према 7·1 миља на дан, али је разлика мања но код северозападне.

На *Егејском Мору* превлађују у целој години ветрови са северног квадранта, који су нарочито јаки у летњим месецима, и зато при запа-

---

[1]) *J. Wolf* u. *J. Luksch*, *Physikalische Untersuchungen im Adriatischen Meere und Sicilisch-Jonischem Meere während des Sommers 1880.*, l. c.—*Eduard Mazelle, Flaschenposten in der Adria zur Bestimmung der Oberflächenströmungen.* Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Wien 1914., стр. 335—377, са 4 карте.

дним обалама стално тече снажна јужна струја. Али се непрестаним одношањем водених маса са северозападног дела Егејског Мора хидростатичка равнотежа поремети, па ради накнаде се развије компензацијона струја супротног правца, која тече уз обале Мале Азије. Осим тога кроз Дарданеле истиче бочата вода из површинских слојева Мраморног Мора[1]), која се одликује мањом специфичном тежином и густином. Услед тога, и утицаја девијаторне снаге, буде скренута на десно, према Северозападу, а тиме је такође изазвана северна струја, јер је много гушћа средиземна вода приморана да се са јужнијих делова, поред обале Мале Азије и Острва Самоса, Хиоса и Лесбоса (Митилене), креће према лакшој води. На северном делу Егејског Мора развије се самостално кружно струјање у правцу кретања сказаљке, које почиње северно од Имброса, одакле теча западна струја, а од источне обале Атоса скрене у правац Севера и т. д. Нарочито су јаке струје Егејског Мора у теснацима, код мореуза између Тиноса и Андроса, или Рта Малиаса и Китере, где се крећу брзином од 0·75 до 1·0 м/сек.

Површинске струје *Црног Мора* доста су непостојане и мењају се са ветровима, али ипак показују тежњу да се крећу у близини обала и у противном правцу сказаљке: при јужним обалама као источна струја, при северним као западна, при западним као јужна, која испред Босфора знатно већим делом скрене ка Истоку, а остатак отиче у Мраморно Море, и одатле кроз Дарданеле, у главном као југозападна и западна струја. Струје Црнога Мора су споре, од 2·0 до 7·7 морских миља дневно, али се већином крећу приближном брзином од четири миље, а њихови правци су делом последице бочатих вода при обалама, делом циклоналне поделе ваздушних притисака у зимској половини године[2]).

Површинска струја из Црнога Мора улази у Босфор са дебљином од 40 до 50 метара и салинитетом од 16 до 18‰, али се при излазу истањи и у Мраморно Море долази у 10 до 20 метара дебелом слоју воде. По целом овом мору струја тече према Југозападу и уђе у Дарданале као 25 метара дебео слој воде, да се при излазу у Егејско Море истањи до 10 метара дебљине. Тај правац струјања је непосредна последица врло слане воде у дубинама Егејског Мора, а све мање слане у два друга мора, чиме настају велике разлике у густинама, те дубинске струје теку у супротном правцу од површинских, које би се у овим случајевима могле назвати компензационим струјама. Поред услова густине доста знатно утичу на ове струје подела ваздушног притиска и ветрови, због којих површинска струја може добити и супротан правац кретања. На граничној површини дубинске и површинске струје опажене су у

---

[1]) в. стр. 631.

[2]) *Walther Wissemann, Die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1906. Bd. IV., стр. 162—179 са 2 скице и 8 карата.

Босфору и Дарданелима унутрашњи или гранични таласи[1]), са периодом од 7 до 8 часова, а утицај плиме се осећа тек до Чанак-Калесиа у Дарданелима. По матици површинске струје у Босфору брзине су веома велике, а према обалама и дубини постепено опадају. За целу површинску струју је прорачунато да је средња брзина по матици око 90 цм/сек., а највећа опажена брзина је преко 1·5 м/сек. Најмања брзина од 20 до 30 цм/сек. нађена је неколико метара изнад базе површинске струје, а не на граници са дубинском струјом, чија је средња брзина нешто већа од 90 цм/сек, и по томе се брже креће од површинске[2]).

Сасвим је друкчији систем струја на *Северном Мору*, ма да се до скора сматрало да је једноставан и сличан свима типовима на затвореним морима северне полукугле, јер се у њега уливају воде са неколико страна и са неједнаким салинитетом[3]). Јасно је да би на додиру струја из разних праваца требало да настају вртложаста кретања, и заиста су — у супротности са ранијим назорима — у правцу од Норфōка ка Кристиансанду развијена три изразита вртлога, који се крећу у противном правцу сказаљке, а изван њих неколико мањих. Положаји ових вртлога се мењају према променама у јачини притичућих струја са Северног Атлантика, Енглеског Канала или Балтичког Мора. Поред ових има мањих вртлога по заливима, који су мање променљиви, јер им је положај условљен и осигуран околним копненим обалама, теку у правцу кретања сказаљке, и могу се схватити као компензацијоне струје[4]).

Лед на океанима и границе његовог распрострањења. — Поларна мора су позорница веома пространог и доста правилног образовања леда, па с тога знатно спречавају или онемогуће сваки саобраћај, по чему се битно разликују од осталих мора, која разне континенте више спајају но што их раздвајају, због нормалног морског саобраћаја.

Лед се на поларним морима јавља у три врсте: као *ледни брегови, речни* или *слаткоеводни лед* и *ледна поља*. Први су скоро искључиво делови откинутих ледничких језика, који се са околног копна спуштају у поларна мора, али и делови речног леда могу притискивањем и набацивањем једних маса на друге образовати истинске брегове и собом носити камење разне величине, као и ледници. Ледна поља су, међутим, чисто морског порекла, јер су састављена из замрзнуте морске воде, али могу бити знатно подебљана падањем и неотапањем снега; њихова парчад

[1]) в. *Унутрашњи таласи*, стр. 720—722.

[2]) *И. Б. Шпиндлеръ, Мраморное Море*, l. c. — *Alfred Merz, Die Strömungen des Bosporus*. Festband Albrecht Penck zur Vollendung des sechzigstes Lebensjahrs. Stuttgart, J. Engelhorns Nachf. 1918. стр. 277—295. — исти, *Die Strömungen von Bosporus und Dardanellen*. Verhandl. d. XX. Deutschen Geographentages zu Leipzig 1921. Berlin, Dietrich Reimer 1922., стр. 106—112.

[3]) в. стр. 633—634.

[4]) *G. Böhnecke, Salzgehalt und Strömungen der Nordsee*. l. c.

су *пласе* или *санте.* Ове врсте леда могу се лако разликовати по њиховој структури. Све оне при крављењу површине образују зрна разних величина, али су зрна слатководног леда састављена из свежњева паралелних плочица са воденом површином, код морског су леда управљене усправно на површину, док су плочице у зрнима глечерског леда оријентисане у свима могућим правцима. Тако се под увеличавајућим стаклом може за сваки комад леда утврдити његово порекло.

Слатководни лед се налази само на неким деловима Северног Поларног Мора: на Карском Мору, Барентовом Мору (северно од Новаја Земље) и при сибирским обалама, где сваког пролећа велике сибирске и северне руске реке доносе огромне масе леда, који се одликује кристално чистом зеленкастом бојом, великом тврдоћом и кртошћу.

Порекло ледних брегова су снежаници на планинским деловима копна, који на Гренланду, Шпицбергену и Земљи Франца Јосифа имају скоро алпијски изглед. Кад доспу у воду ветрови их понесу до морских струја, а ове их односе према топлијим пределима, где се постепено почну распадати. Под сунчевим зрацима почну се по површини топити, утицајем топлије околне воде топе се по целим утонулим деловима, таласи им непрестано нагризају бокове, а кише им проширују и удубљују пукотине. Тако ледни брегови добијају врло чудновате облике. Висине су им доста велике, али ретко веће од 100 метара, а највиши сигурно измерени брег у арктичкој области био је 137 метара висок.

Сама морска вода се замрзава тим брже што јој је мањи салинитет, а за арктичке морске пределе се може узети да услов замрзавања настаје бар при температури од $-2{\cdot}5^{0}C$.

Образовање и преображај поларног леда нарочито су тачно описали *Бёрген*, *Нансен*, *Дригалски*[1]) и др. При почетку хладног годишњег доба остао је још стари лед и почиње образовање новог. Расхлађени површински слојеви воде спуштају се у дубину због веће специфичне тежине, а место њих долазе топлије воде. По теорији би тај процес трајао све дотле, док се цела маса воде не расхлади до $-2{\cdot}5^{0}$, али се у истини морска површина замрзне још пре но што се топлији слојеви издигну. Прво се овлаш саставе поједине иглице и постепено образују густу кашу, да се најпосле сједине у ледни покров. При наглом образовању леда излучи се из воде само незнатан део од њене садржине соли, али при спором замрзавању, које постепено напредује дубље, излучи се скоро сва количина соли, а у дубљим слојевима се салинитет повећа, јер су примили сву излучену со. Тако ће сваки идући слој бити све сланији,

[1]) *Fridtjof Nansen, In Nacht und Eis.* Leipzig, Brockhaus 1897. 2 књ. 527 и 507 стр. са 207 фиг. — *Erich v. Drygalski, Zum Kontinent des eisigen Südens. Deutsche Südpolarexpedition, Fahrten und Forschungen des „Gauss“ 1901—1903.* Berlin, Georg Reimer 1904. XV + 668 стр. са 400 фиг. и 22 таблице карата и фотографија.

тачка замрзавања снижена, а вертикална циркулација све бржа, чиме се даље образовање леда све више успорава. У току једне арктичке зиме може се у најбољем случају образовати 2 до 3 метра дебео слој леда, док је на антарктичким водама скоро за половину тањи, јер је тамошња вода много сланија. У почетку лед има глатку површину, али због кретања поља превлађујућим ветровима, због плиме и осеке, разлика између температуре воде и ваздуха, стварају се многе пукотине, кроз које одма избије вода, разгони делове распуцаних поља, али се набрзо површина покрије новим ледом. Осим тога морска вода има нарочиту особину да се хлађењем шири, и да тек при температури око —20°C добије стабилну запремину, а последице тога су злогласни притисци, под којима су настали многи бродоломи. Једне уз друге јако притиснуте санте могу да испуњавањем међупростора било снегом или регелацијом[1]) срасту у неколико метара високе и компактне масе, које се на северним обалама Сибирије зову *тороси*. Али и у овим случајевима растење леда има своје границе: према дубини, када му температура спадне до тачке топљења, и на горе, јер што је масивнији тим ређе се ломи на пукотинама и наjахује на друге масе леда. Слободно израстао лед ретко кад има већу дебљину од 4 метра, а само је у изнимним случајевима дебео до 25 метара

При крају пролећа почиње у поларним пределима топљење, које је убрзано маглама и кишама. Тада се у море почну уливати и слатке воде из река, које се распростиру изнад теже и сланије морске воде, чија је температура још око —1·5°C, и на доњим деловима леда испуњавају пукотине, али се непосредно замрзну, јер је температура леда знатно нижа од тачке замрзавања код слатке воде. Из тога разлога лед на доњим странама расте до половине лета, али се с друге стране догађају важне промене. Слободни простори између већих или мањих поља почну се проширивати у канале, а око њих плови мањи или већи број пласа.

Поларне струје односе све те ледне масе у топлије пределе, кадикад до субтропских ширина, али се ледни брегови јављају много даље од масивних делова ледних поља. То се види и из примера за јуни, када се делови ледних поља јављају испред обала Северне Америке приближно до 42° сев. шир. и 46° зап. дуж., док се ледни брегови могу опазити до 38° сев. шир. и 38° зап. дуж., али се у појединим случајевима на западној половини Северног Атлантика спусте до 30° сев. ширине, а према европским се обалама граница постепено повлачи: испред португалске обале до 40° сев. шир.

На јужној полукугли већина ледних брегова има пљоснат и заравњен облик. Многи се од њих одликују великом дужином, јер јужно од 40°

---

[1]) *Регелацијом* се означава залеђавање двеју влажних ледених маса у једно тело, кад једна са другом дођу у додир; по лат. *re* = понова, натраг и *gelare* = замрзавати.

ширине нису ретки ледни брегови, који су дугачки 10 до 35 километара, а опажени су и много дужи, 130 и 150 километара. Исто им је тако велика и висина; чешће су опажени ледни брегови са висином од 240 метара, а највиши су били 450 и 510 метара, први у водама Фалкландских Острва, а други јужно од Африке, на 48^0 јуж. шир. Екваторијална граница пласа колеба између 55^0 јуж. шир., испод Јужне Америке, и 35^0 јуж. шир., око Рта Добре Наде, али је још више померена Северу на простору Фалкландске струје, где северозападно од Тристана да Куње лежи на мањој ширини од 35^0.

Посматрањима је утврђено да ледне границе од године до године подлеже врло великим колебањима, као и у току исте године, осим тога је врло променљив и број опажених ледних брегова у једној години. Тако је на пловним ширинама јужних мора у периоди од 1885 до 1912 године опажен у првој години свега један, а у 1906 год. 304 ледна брега. Врло је мален број био од 1885 до 1891 и од 1898 до 1900, а велики у 1892—1893, затим у 1906 и 1908 години, што донекле указује на 11-огодишњу периоду сунчаних пега[1]).

Од свих делова Северног Поларног Мора, који граниче са Европом, једно од најзакрченијих ледом је Карско Море[2]). У августу лед просечно покрива око 80000 км^2, у годинама велике залеђености (1902) 246000 км^2, а при врло благом годишњем добу тек 14000 км^2. Западно од Новаја Земље лед се почиње образовати од краја септембра и остаје за време целе зиме, док је пучина Барентовог Мора кадикад прокрчена и у јануару, а море око Земље Франца Јосифа је толико залеђено да је приступачно тек сваке друге године. Врло је много покривено ледом Барентово Море, у августу просечно 305000 км^2, а у најгорем случају 675000 км^2, али је блиско Бело Море потпуно залеђено само при оштрој зими; најчешће је залеђен појас дуж обале, а остатак је пун ледних поља, која се крећу по вољи ветрова.

Граница леда између Шпицбергена и Норвешке врло је колебљива. Кадикад је Медвеђе Острво опкољено ледним масама све до септембра, кадикад је целе зиме слободно, али се најчешће граница помери северније од њега крајем јуна или јула. Између Шпицбергена и Гренланда море је широко око 500 километара и представља главни канал којим вероватно протиче трећина арктичких ледних маса. Колико се огромне масе поларног леда крећу Источном Гренландском струјом дају јасан појам *Спершнајдер*ова планиметријска мерења за месец август, када их је најмање[3]). Из његових се података види да у нормалним годинама покри-

[1]) в. стр. 582—583.

[2]) *Charles Rabot, La distribution des banquises arctiques en été.* La Géographie. XXXII. 1918., стр. 38—42.

[3]) *C. J. R. Speerschneider, Isforholdene i de arktiske Have.* Nautisk meteorologisk Aarbog 1917 (на данском и енгл. језику); 25 стр. са 5 карата.

вају површину од 550000 км², при максималном залеђавању поларног басена око 950000 км², а при слабом 300000 км². Као свугде, тако и овде, ширина ледом покривеног мора зависи од правца ветрова: постојани ветрови са Истока нагомилавају лед према источној обали Гренланда, док га ветрови са западног квадранта пренесу на Исток чак до гриничког меридијана. Огромне ледне масе Источног Гренланда обухвате понекад и известан део Исланда. Код њега се санте појаве већином близу Северног Рта, па када буду увучене у струју на Истоку опколе западну, а изнимно и јужну обалу, и у томе пределу означују крајњу границу њихове појаве Фер Еери.

У годишњим количинама леда, које струјама буду донесене до исландских обала, *Спершнајдер* не налази периодичност, јер се по њему године са великом залеђеношћу кадикад јављају у серијама, кадикад усамљене, док *Мајнардус* заступа противно мишљење и види у односима леда око Исланда периодску појаву: ледом покривен простор се повећава са честином сунчаних пега, и већи је у сушно-топлим половинама *Брикнер*ове периоде него у влажно-прохладним[1]).

На северној граници између Азије и Америке ледна поља и санте затворе у октобру Берингов Мореуз и постепено се шире Југу. При крају тога месеца доспу до Острва Светог Лоренца (63° 30′ сев. шир.), у новембру су ограничени појасом од Рта Наварина, на обали Анадира (62° сев.), до острва Нунивак, на зап. делу Аљаске (60° сев.), а у децембру се прошире скоро до Прибилових Острва, око 57° сев. шир. и 170° зап. дуж. Доцније се границе све више помичу Југу и у априлу се ледне масе спусте до најјужнијих положаја, од Камчатке до Бристолског Залива на Аљаски. Од тада се лед почне повлачити Северу, те је у августу Берингов Мореуз обично потпуно слободан.

Географски значај океанских струја. — Поред великог утицаја топлих струја на климу западних приморја умерених и већих ширина, и хладних на климу западних континенталних обала на субтропским ширинама, чији је значај раније споменут, оне су и у другом погледу важне.

Мајнардус је испитивао колебања у циркулацији вода на Северном Атлантском Океану и при томе је дошао до неколиких важних закључака[2]). Пре свега се показало да се интензитет и количина магазиниране топлоте у дрифту Голфске струје од године до године мења, а упоредо са тим и подела ваздушних притисака, која је велики регу-

---

[1]) *Dr. Wilhelm Meinardus, Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island.* Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. Berlin 1906., стр. 148—162, 227—239, 278—285.

[2]) исти, *Über Schwankungen der nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen.* Met. Zeitschr. 1905., стр. 401—412.

латор климата Западне Европе. Још важније је што је могао утврдити да се по температурама морске воде може за неколико месеца унапред предсказати какав ће бити општи карактер времена у Западној и Северозападној Европи, а с друге стране, да се са променама топлотних услова у Голфској струји јављају истовремене варијације поларне, односно Лабрадорске струје[1]). По целом испитивању излази да постоје јасне узрочне везе између интензитета атлантске циркулације и климатских, као и економских услова у Европи.

Ако је атлантска циркулација од августа до фебруара слаба, појавиће се ово: 1. ниске температуре морске воде при европским обалама од идућег новембра до фебруара, 2. ниске ваздушне температуре у Средњој Европи од фебруара до априла, 3. мало ледних брегова и пласа испред Њу Фаундланда у идућем пролећу, 4. много ледних брегова и пласа око Исланда у истом времену, 5. рђава жетва ражи и пшенице у Западној и Северозападној Европи. У случајевима кад је атлантска циркулација од августа до фебруара снажна настајаће обрнути услови: високе морске температуре од позне јесени до пролећа, високе ваздушне температуре у Средњој Европи од краја зиме до априла, велике површине под ледом испред Њу Фаудланда, а мале око Исланда, и најпосле добра жетва у споменутим европским областима.

О везама између колебања правца и интензитета Голфске струје и европске климе, и о могућности предсказивања општег климатског карактера с помоћу температура ове струје, бавио се при крају прошлог столећа и *Петерсон*[2]), али су неке његове сумњиве или нетачне закључке исправили *Хеланд-Хансен* и *Нансен* на основу доцнијих испитивања. Они су уједно покушали да утврде, да ли колебања Голфске струје утичу на принос жетве и риболова у Норвешкој, јер је раније било потврђено да растење бора у Источној Норвешкој не зависи толико од метеоролошких услова у години растења, колико од услова у прошлој години, када су се образовали пупољци; показало се, наиме, изванредно тачно подударање између температура морске воде у једној и растења бора у идућој години. Хеланд-Хансен и Нансен су нашли исто тако добро подударање у приносу пољопривредних производа: житâ, кртоле, варива и сена, са колебањима површинских температура у Голфској струји. Осим тога су пронашли да рибари хватају бакаларе раније ако су температуре ниске, и да се, вероватно, с помоћу просечне мајске темпера-

[1]) в. и *M. W. Campbell Hepworth, The Effect of the Labrador Current upon the Surface Temperature of the North Atlantic, and of the Latter upon Air Temperature and Pressure over the British Isles.* Meteorol. Office, Geophysical Memoirs № 1. London 1912., стр. 1–10.

[2]) *Otto Petterson, Ueber Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologischen Phänomenen.* Met. Zeitschr. 1896., стр. 285—318.

туре атлантске воде на профилу Согне Фјорда може предсказати, да ли ће рибања на Лофотским Острвима почети раније или доцније од нормалног времена, а по правилу се највише риба ухвати у току марта[1]).

На местима где у тропским и суптропским пределима топла струја удара на плићаке омогућено је растење корала. Коралских спрудова је нарочито много на западној половини Тихог Океана, под утицајем веома моћних екваторијалних струја и њихове повратне струје. Голфском струјом је омогућено растење корала чак при Бермудским Острвима, која су око 1000 километара далеко од америчке обале. Сасвим је друкчије где се на пучини судари хладна са топлом струјом, јер како се свака од њих одликује нарочитим планктоном, настаће услед изненадне и веома знатне промене у температурама невероватно велико упропашћавање тих бића, која дочепају и прождеру безбројне рибе.

Струје су, напослетку, имале известан значај и у историји и политици. Струјама је на Тихом Океану условљена подела људских раса и насељавање врло великог броја расутих острва усред њихових токова. Оне су спасле *Фердинанда Кортеса* и обезбедиле му освојење Мексика (1519—1521 год.), јер је вођа брода Антоније Аламиньос њиховом помоћу за неколико дана скратио превоз из Америке у Шпанију. Много доцније се Американац *Мōри* упоређивањем главних праваца океанских струја и ветрова осведочио, да најкраћи пут по мору није увек и најбржи, и обележио је бродарима са једрењачама нове морске путеве. Скраћујући кадикад вожњу преко океана на половину времена, енглеским је сопственицима бродова само на путу за Индију осигурана годишња уштеда од 10 милиона долара, или нешто више од два милиона фуната стерлинга[2]).

Преносна снага и дејство морских струја. — *Оенс* је на енглеском приморју вршио посматрања и експериментима одређивао преносну снагу морских струја. Ради тога је спуштао у воду комађе белутка са познатом тежином, т. ј. са пречником од 1·2 до 15 центиметара, а брзину струја је мерио с помоћу пловаца. При томе је дошао до закључка да је снага струја изванредно мала, нарочито код песковитог и благо избразданог дна, где је у удубљењима белутак био заштићен и од снажнијих струја. Постављени облуци су се котрљали по дну, а снага је одмерена према величини белутака, које је струја могла да покрене. Да би се њен значај јасније видео изнеће се неколико података[3]):

---

[1]) *Björn Helland-Hansen* and *Fridtjof Nansen, The Norwegian Sea.* l. c.

[2]) *Sir John Murray* and *Johan Hjort, The Depths of the Ocean. A General Account of the Modern Science of Oceanography based largely on the Scientific Researches of the Norwegian Steamer „Michael Star" in the North Atlantic.* London, Macmillan & Co. 1912., стр. 214.

[3]) *John S. Owens, Experiments on the Transporting Power of Sea Currents.* Geogr. Journ. 1908. Vol. XXXI., стр. 415—425.

састав дна	дубина у цм.	брзина струје у м.сек.	тежина белутка у гр.	начин кретања
неправилно избраздан песак	2·5	0·33	7	котрља се и задржи у удубљењима браздицâ
мек, сфероидно избраздан песак	7·5	0·53	120	исти
врло мек и неправилно избраздан песак	12·5	0·67	42	исти
врло мека и клизава глина	7·5	0·82	545	највећи се белутак тромо кретао, а остали су се котрљали
неизбраздан песак неправилно овалног облика	12·5	0·82	1107	непрекидно котрљање
неизбраздан песак са великом равном површином	15·0	0·98	3123	облуци се котрљају до удаљења од 30 до 100 центиметара, затим на равном дну стану и постепено тону у песак
неизбраздан песак са неправилном површином	10·0	1·08	3123	исти

С помоћу графичког приказа у координатном систему могла се поставити емпиријска формула о приближној величини облутака које струја одређене брзине може да покрене. Ако је *d* пречник облутка у инчу (инч = 2·54 цм), *V* брзина струје у стопама и секунду (стопа = 30·48 цм) а *W* тежина кубне стопе у фунтама (кубна стопа = 0·0283 м³, фунта = 454 грама), биће за обичне облутке при благо нагнутом дну

$$d = \frac{45\ V^2}{W - 64},\ \text{или за белутке}\ d = \frac{V^2}{2{\cdot}2}$$

И ако је *Оенс* вероватно потценио преносну снагу струја, и није узео у обзир величину нагиба на дну, ипак су његови резултати веома корисни, јер дају бројне ознаке и вероватно доњу границу јачине морских струја у близини копна.

И *Рил* се бавио питањем о раду морских струја на еволуцији обала. Закључује, насупрот старијим назорима, да имају потребну снагу за пренашање ситних седимената и износи значај тог закључка за објашњење алувијалне обале Северног Јадрана и Лангедока, у југоисточној Француској. Он показује на примеру југоисточне струје, која тече уз италијанске обале, да пренашањем ситног песка и честица глине има доста знатна морфолошка дејства. Распростирањем речних вода, које се при ушћима уливају у Јадран у облику благо нагнутих купа, доспевају у област морских струја и све њихове суспендоване чврсте честице. Према односу брзине струје и брзине таложења суспендованих честица зависи и даљина до које ће бити пренесене. Пошто је доказано, да је таложење и у морској води доста споро[1]), распрострањење ће им бити врло ве-

[1]) в. стр. 694.

лико. У оном годишњем добу кад реке доносе највише седимената, што је код јадранских притока случај за време лета, јачина ветра је најмања, те распрострањење седимената на дну јужнијих делова мора свакако није проузруковано млатом; с друге стране су у лету доста чести ветрови са јужног квадранта, који би успоравали кретање југоисточне струје. Маса покренуте воде југоисточном струјом и постојаност њеног правца, бар у нешто већим дубинама, довољна је да преноси и таложи дуж обала огромне количине ситних седимената, а таласима треба приписати преношење крупнијег материјала[1]).

Слични су услови и код ушћа Мисисипија, Роне, Ебра, а можда и код ушћа Нила, али су делте првих трију река скренуте на лево, према Истоку, т. ј. у противном правцу девијаторне снаге. *Дели* налази објашњење ових скретања у утицају струја, које на тим деловима мора теку ка Западу. Њима буду речни седименти потиснути на десно, према копненим обалама, где се постепено таложе. При високој води[2]) реке наилазе на десној страни својих насипа на доста велики отпор, јачи од девијаторне снаге — која би их скренула на десно —, а из тог разлога матица скрене на лево од бране. Тако река са сваком највећом плимом премешта своје корито све више на лево. По томе назору излази, да би код ових река главан узрок померању делте ка Истоку била девијаторна снага, која гони суспендоване честице из речних вода на десно, чиме је проузроковано њихово јаче и брже таложење[3]).

Али, овде треба споменути да струје имају веће дејство само у близини обала, где наилазе на плитко дно и могу преносити остатке копнених рушевина, а тиме изазивати ерозијоне појаве, међутим је то доста редак случај па им је зато значај мањи.

Плима и осека

Преко океанских површина свакодневно се крећу два огромна таласа са Истока на Запад, у супротном правцу земљиног обртања око осовине, и окруже целу Земљу. Они се осећају у целом океану од површине до дна. Дужина једног таласа одговара половини земљиног обима (око 20000 километара на екватору), а према дужини му је висина веома незнатна. С тога се ови таласи на океанским пучинама никад не могу уочити, јер су им нагиби неизмерно мали, али се под њиховим утицајем

---

[1]) *Alfred Rühl, Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirkung der Meeresströmungen.* Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde u. d. Geogr. Inst. a. d. Univ. Berlin. Berlin, Mittler & Sohn 1906. IV + 44 стр.

[2]) појам *високе воде* и *највеће плиме* в. на стр. 775 и 779.

[3]) *R. A. Daly, Marine Currents and River Deflection* Science 1901. Tome XIII стр. 952—954.

морска површина при обалама двапут дневно постепено диже и спушта. То издизање и спуштање су плима и осека. Раније је споменуто да сличну, али много мање изразиту, плиму и осеку има земљина кора, која је много мање еластична и тешко подлеже утицају спољашњих сила[1]). Зато су се оне могле открити само у опсерваторијама, а за плиму и осеку на морима знали су још стари народи.

У многим митологијама Старог Века има прича, које би требале да протумаче очигледне везе између Месеца и плиме, али је прво, донекле научно, тумачење дао грчки мудрац *Посидоније* (од 133 до 49 год. пре Хр.), ма да су плиме и осеке при обалама Средиземног Мора доста неизразите, и теже би било да се из њихових посматрања извуку општији закључцци. Посидоније сматра да се код кретања мора јављају правилне дневне, месечне и годишње промене, према утицајима Месеца, и доста јасно показује како се према његовим разним положајима мења величина плиме и осеке. Међутим је о правом узроку плиме дао доказе Нови Век. *Кеплер* је већ мислио да би узрок овим кретањима мора могло бити привлачење небесних тела, али је тек *Њутн* открићем универзалне гравитације уједно доказао да су плима и осека особени случај гравитације и да настају привлачењем Месеца и Сунца[2]).

Мерење плиме и осеке. — Плима и осека, или морска доба, могу се мерити бележењем разлика у висини морског нивоа у краћим размацима времена. Да би се то могло чинити постави се у море усправна летва, која је врло јасно подељена на дециметре и довољно висока да би се у сваком тренутку могло видети на којој је висини морска површина. То мерило треба да је што заштићеније од „мора“ и млата, јер се тако може знатно лакше и сигурније прочитати висина воде, али је ипак потребно да је у слободној вези са пучином. При стрмим обалама или при гату летва се може управно учврстити с помоћу гвоздених кука, а при благо нагнутој површи се утврди на чврсто забијеном kољу, и у усправном се правцу одржава једецима од челичних жица, који су причвршћени уз дно малим котвама. Мерило треба да је постављено врло солидно, јер се само тако може одупирати утицајима мора за време целог трајања опажања.

Али је непрестано опажање и бележење морских доба често врло тегобно и тражи доста велики број посматрача, а с друге стране је при научним експедицијама већином потребно да се закони плиме и осеке одреде на више, кадикад врло удаљених места, па су се из тог разлога почели правити инструменти, који аутоматски бележе висину морског нивоа у току целога дана. То су *мареографи*[3]), од којих је најједностав-

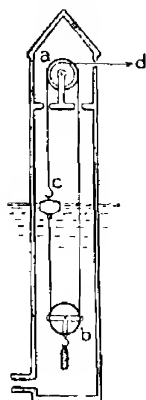
---

[1]) в. поглавље *Земљина еластичност и њене последице*, стр. 219—220.

[2]) в. поглавље *Откриће Њутнових закона*, стр. 104—109.

[3]) в. појам *мареографа* на стр. 715, прим. 4.

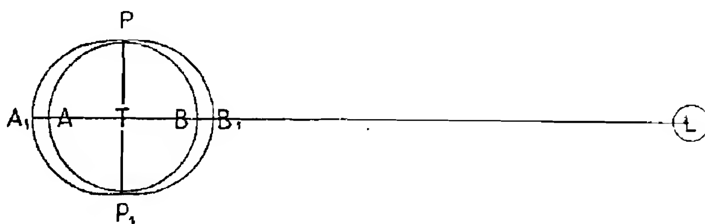
нији приказан у скици 246. Главан његов саставни део је врло дугачак, округласт и шупаљ металан цилиндер, који је тако постављен да му је половина испод нормалне морске површине, а на своме доњем делу има узан отвор, да би могао слободно комуницирати са морем. У његовој се унутрашњости не осећају спољашњи утицаји, осим промена у нивоу морске површине. Да би се ове могле мерити налази се у шупљини цилиндера пловак *c*, који се диже и спушта са дизањем и спуштањем морскога нивоа. Са чекрком *a* и оптерећеним чекрком *b* повезан је врло танком жицом тако, да се сва његова колебања непосредно преносе преко чекрка *a* у правац *d*, према ауторегистреру, који аутоматски врши бележења. Та врста мареографа је врло постојана, јер је сличан тип постављен у луци Бреста 1846 године и од тада није никад престао да ради.



Скица 246.

Узроци плиме и осеке. — По својој битности морска доба зависе од удружених снага Сунца и Месеца. Они су за Земљу два најјача атракциона тела: Сунце због огромне величине, а Месец због своје близине. Али у случају плиме и осеке превлађује утицај Месеца, па ће се с тога привремено узети само он у обзир, а доцније ће се обратити пажња привлачном утицају Сунца.

У теоретском излагању треба поћи од претпоставке да је цела Земља течна и да месечева путања пада у раван земљиног екватора. Ако се Месец означи са *L*, а земљино средиште са *T*, и ако се претпостави да је Земља округла, Месец би кулминирао на меридијану PAP_1BP (скица 247). Према *Њутн*овом гравитационом закону привлачење је пропорционално продукту маса, а обрнуто пропорционално другом степену њиховог удаљења. Ако се као масе узму молекили моћи ће се прорачунати утицај месечеве привлачне снаге на неједнако удаљене молекиле на Земљи. Према том закону је молекил *B* привлачен већом снагом од молекила *T*, јер је други степен удаљења *LB* мањи од другог степена дужине *LT*. Па како је средње удаљење Земље од Месеца[1]) TL = 60·27 TB = 60·27 R, јер је TB = R,



Скица 247.

биће BL = TL TB = 60·27 R — R = 59·27 R

По овом резултату излази да молекил *B* показује тенденцију за удаљавањем од нормалне морске површине према привлачном телу *L*, рецимо до тачке

[1]) в. стр. 129.

B_1. Даље се види да је молекил T привлачен већом снагом од молекила A, јер је $AL = TL + AT$, а пошто је $AT = TB = R$,

бiће $$AL = 60{\cdot}27\,R + R = 61{\cdot}27\,R,$$

т. ј. молекил A ће се удаљити од нормалне морске површине до тачке A_1.

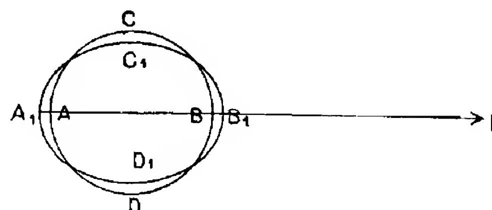
Али, како је земљина привлачна снага на Месец већа од његове привлачне снаге на Земљу, јер кружи око ње, месечев се привлачни утицај не може показати у земљином средишту него само на меридијанима његове кулминације. Непривлачност земљиног средишта је узрок што се на меридијанском луку PAP_1 молекили не ближе према њему, односно према Месецу, него се — напротив — удаљују од морске идеалне површине.

Према *Њутн*овом је закону месечева привлачна снага на молекил

$$B = 1 : 59{\cdot}27^2 = 0{\cdot}00028466$$
на $$T = 1 : 60{\cdot}27^2 = 0{\cdot}00027529$$
на $$A = 1 : 61{\cdot}27^2 = 0{\cdot}00026638;$$

по томе је диференција $B - T = 0{\cdot}00000937$, за $T - A = 0{\cdot}00000891$, а средња диференција је $0{\cdot}00000914$. То значи да би ***надирни плимски талас*** на меридијану PA_1P_1 био отприлике за $1/40$ мањи од ***зениталног***, на меридијану PB_1P_1.

Пошто је напред претпостављено да су земљино и месечево средиште у истој равни, привлачење ће бити најјаче на екватору, а према половима ће опадати. У исто ће се време величина привлачне снаге мењати и на целом екватору: на зениталном и надирном меридијану месечевих кулминација привлачење ће бити највеће, а нестаће на меридијанима који су удаљени за 90⁰. С тога ће на првим меридијанима океани набујати и добити испупчен облик, док ће се на другима спљоштити. Ако се Земља просече по екватору била би морска површина на његовим обиму означена кругом CADB (скица 248), где су тачке B и A молекили у зениту и надиру, а тачке C и D молекили на удаљењу од 90⁰. Али се због месечеве привлачне снаге облик земљиног кружног обима променуо у елипсу $C_1A_1D_1B_1$. Постоје, дакле, две испупчености и две спљоштености, два огромна таласа, чија је дужина једнака земљином екваторијалном обиму. Та два су таласа две плиме и осеке.



Скица 248.

Дизање морског нивоа од ниске до високе воде зове се *плима*, а спуштање од високе до ниске воде означава *осеку*. Када се морска површина издигне до највишег нивоа настаје *висока вода*, а у противном је случају *ниска вода*. *Кримл* нарочито упозорава, да се два различита

појма плиме и високе воде с једне, а осеке и ниске воде с друге стране, не смеју никако мешати. Плима и осека су дуготрајни процеси издизања и спуштања морског нивоа, док висока и ниска вода означују само тренутна стања[1]). Висинска разлика између високе и ниске воде даје *амплитуду плимског таласа*, којом је окарактерисан значај и утицај плиме на разним деловима океана.

Сличан је и утицај Сунца на стварање плиме и осеке, али му је значај нешто друкчији, јер према трећем *Њутн*овом закону — који је физички доказ трећег *Кеплер*овог закона — излази, да су *разлике* у привлачној снази разних небесних тела обрнуто пропорцијоналне трећем степену њихових удаљења[2]). Привлачна снага Месеца може се прорачунати према ранијим подацима, из којих се видело да су разлике у његовој привлачној снази на разне молекиле на Земљи толико незнатне да би се приближно смеле сматрати као једнаке и да се могу изразити формулом

$$\frac{2}{60{\cdot}27^3} = 0{\cdot}00000914,$$

а то је напред одређена средња разлика. Тој формули се може дати и општији математичан облик $2 : D^3$, у којој је *D* удаљење Земље од Месеца или ма којег другог небесног тела. На неједнакости привлачења, односно на разлици $2 : D^3$, почива снага за стварање плиме сваког небесног тела.

По овом излагању се види да ће сунчев утицај на стварање плиме и осеке бити знатно мањи од месечевог, и ако је сунчева маса 324439 пута већа, а месечева 82 пута мања од земљине, јер је сунчево удаљење од Земље несравњено веће од месечевог. Сунчева је маса према месечевој за 324439×82 пута већа, а његово удаљење од Земље за 386·7 пута веће од месечевог. По томе би однос између сунчеве и месечеве снаге при стварању плимских таласа одговарао следећем квоцијенту

$$\frac{324439 \times 82}{386{\cdot}7^3} = 0{\cdot}4574,$$

што значи, да ће теоретска месечева плима бити око 2·2 пута већа од оне, која је изазвана привлачним деловањем Сунца.

Али за теоретска испитивања није довољно да се узме у рачун само диференција акцелерацијā гравитације, ма да је врло потребна[3]), па ипак се географи могу задовољити са оволико теоретског излагања.

Друга разлика између привлачења Сунца и Месеца је у томе што две узастопне кулминације Сунца настају у размаку од 24 часа и 4 ми-

---

[1]) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band II., стр. 200.

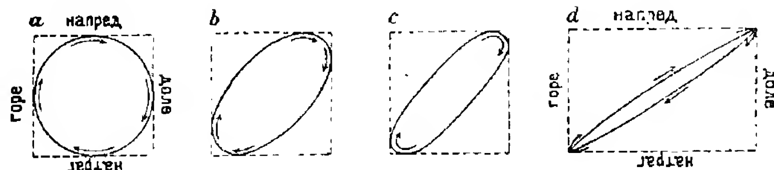
[2]) в. стр. 108.

[3]) *Dr. Aloys Müller, Theorie der Gezeitenkräfte.* Sammlung Vieweg Hf. 35., стр. 17-30

нута, док се две узастопне месечеве кулминације појаве у размаку од 24 часа 50 минута и 28·3 секунада[1]). И плимски се талас смењује у размацима од 12 часова 25 минута, чиме је јасно доказан превлађујући утицај Месеца, али се ипак може рећи, да плиме и осеке настају спојеним привлачним снагама Месеца и Сунца.

Хоризонтално кретање плимских таласа је исто онако као и код свих других, само што због њихове огромне дужине настаје периодско струјање, које траје по неколико часова. Али је брзина пропагације ових таласа несрављено већа него код осталих врста: око 800 километара на час или 222 м/сек.

Плимски се таласи крећу по океанским пучинама сасвим слободно и показују правилне осцилације. Сваки молекил воде креће се у кружном облику. Он је 6^h12^m у плимској струји и налази се изнад средњег нивоа морске површине (скица 249a), а 6^h13^m је у струји осеке и креће се испод средњег нивоа унатраг. На средњем или нормалном нивоу морске површине, односно на половини њезиног издизања или спуштања, престаје кретање и настане обрт или промена правца. У плимској струји се кретање честицâ унапред подудара са високом водом, а у струји осеке се кретање унатраг поклапа са ниском водом. Али на местима, где талас плиме или осеке доспе до жала, догоди се промена у правцу струје истовремено са појавом високе и ниске воде (скица 249d). С тога ће при обалама и на речним ушћима плимска струја трајати све дотле док се ниво морске површине диже, а струја осеке за цело време њена спуштања. Што више плимски талас улази у уже делове копна или долази на све плићу воду, тим више се ближи обрт или промена правца струје високој и ниској води, као што се види из скице 249 на облицима орбиталних путања под *b* и *c*. То је разлог што на пр. у Куксхафену, на ушћу Елбе (Лабе) у Северно Море, струја промене правац само за 1^h15^m после ниске воде и за 1^h30^m после високе воде.



Скица 249.

По целом излагању излази да су плима и осека појаве таласања, т. ј. периодски поремећаји нормалног нивоа морске површине. Али, како су са свима таласима везана и струјања воде: код таласног брежуљка у правцу напредовања, а код долине у супротном правцу, има и плимских струја веома великих димензија, које одговарају дужини таласа. Ако се све локалне особености апстрахују, и Земља посмотри као це-

[1]) в. стр. 175—177 и 117.

лина, доћи ће се до закључка да је најглавнија и најкарактеристичнија особина код појаве плиме и осеке то, што се просечно на две земљине антиподне тачке јавља висока, односно ниска вода. Даље се из пажљивих посматрања види да је амплитуда надирне плиме нешто мања од зениталне.

Узроци, којима су изазване споменуте карактеристичне особине морских доба, зову се главни или примарни, а остали су споредни или секундарни узроци. *Примарни узроци* космичког порекла су привлачне снаге Месеца и Сунца, земљина револуција у систему Земља-Месец и Земља-Сунце, нагиби месечеве и земљине путање према равни екватора, а телурског порекла је земљина тежа. *Секундарни узроци* су: променљива деклинација Месеца и Сунца, променљиви положаји Месеца и Сунца према Земљи, променљиво удаљење Месеца и Сунца, подела континенталних маса, девијаторна снага земљине ротације, периодски метеоролошки утицаји: ваздушних притисака, ветра, киша, интерференција таласа, појава слободних таласа, дубине морског дна, трење и повремени, неправилно делујући узроци. Међутим, израз секундарних узрока не треба схватити тако, као да су утицаји ових према главним узроцима незнатни, јер је баш противан случај. Ако се узму главне карактеристичне особине плиме и осеке, заједно са земљином ротацијом — којом је условљена полудневна периода —, добиће се идеална слика локалних плима и осека, којих на Земљи нигде нема. У тој слици нема ничега што секундарни узроци не би били у стању да промену у доста широким, а делимично и у опште могућим границама. Па ипак, ма колико моћан био утицај секундарних узрока има увек као нужну претпоставку утицај примарних узрока. Без њих секундарни не би могли постојати, бар као чиниоци код појаве плиме и осеке[1]).

То су узроци што се код плиме и осеке јављају врло многе неправилности, а нормални се услови могу пре сматрати као реткост.

Неправилности код плиме и осеке — Услед неједнаке снаге Сунца и Месеца, и њихових неједнаких периода, настају и разлике или *неједнакости* у величини плиме и осеке. Главни узрок разликама лежи у неједнаким фазама Сунца и Месеца. Месечеве фазе[2]) су приказане у скици 76, из које се види да су за време новог Месеца, или младине, Сунце, Месец и Земља скоро у истој равни, а последица тога је да оба небесна тела кулминирају на истом земљином меридијану, услед чега заједнички делују на стварање плиме. То исто се догађа кад су Сунце, Земља и Месец у истој равни, т. ј. кад је Месец у опозицији са Сунцем, јер се тада горња кулминиација једног од тих тела поклапа са доњом

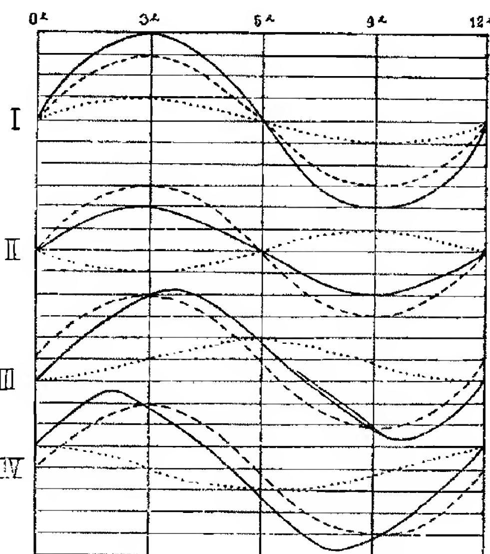
---

[1]) *Dr. Aloys Müller*, l. c., стр. 2 - 5.

[2]) в стр. 117.

кулминацијом другога[1]). По томе се може рећи да су при сизигијама плиме највеће.

Међусобни утицаји Сунца и Месеца на стварање плимских таласа приказани су графички у скици 250. У њој су испрекиданом линијом означене величине месечевих утицаја, тачкастом сунчевих утицаја, а пуна линија показује заједничко деловање, које се при обалама очитује у периодском дизању и спуштању морске површине. За време сизигија, било да је Месец у конјункцији или опозицији са Сунцем, оба тела имају истовремене кулминације и заједничком снагом делују, па су с тога плима и осека највеће. За време прве и треће четврти, т. ј. при квадратурама, кад Сунце и Месец према Земљи стоје под углом од 90°, таласна долина једног утицаја поклапа се са истовременим таласним брежуљком другог утицаја тако, да оба таласна дела ослабе и настају најмање плиме и осеке. При октантима ова три тела стоје под угловима од 45° и 135° и с тога се под сунчевим привлачним утицајем висока и ниска вода задоцњавају или истрчавају иза или испред месечевих кулминација. Као пример могу послужити опажене висине плиме[2]) на станицама Јадранског Мора за време сизигија и квадратура[3]):



Скица 250. — Заједнички утицаји Месеца и Сунца на стварању плиме и осеке: I = сизигија; II = квадратуре; III = први и пети октант; IV = трећи и седми октант.

	Трст	Ријека	О. Сестрице	Рогозница	Комижа (на Вису)	Дубровник
1. висина плиме средња у цм	88	47	28	30	31	31
2. „ „ при сизигијама	122	63	38	42	42	38
3. „ . при квадратурама	52	32	18	18	21	18
однос 2:3	2·3	2·0	2·1	2·3	2·0	2·0

Пошто се највећа и најмања плима и осека јављају двапут у синодичном месецу[4]) названа је та периода плимских промена *полумесечна неједнакост*. Двапут је месечно, дакле, највећа висока вода (франц. vives eaux, нем. Springtide, енгл. spring tide, а двапут најмања висока вода (франц. mortes eaux, нем. Nipptide или taube Tide, енгл. neap tide).

[1]) Појам горње и доње кулминације в. на стр. 16.

[2]) Као *висина плиме* се означила разлика у висини од ниске до високе воде.

[3]) Kontreadmiral d. R. *Wilchelm v. Kesslitz, Die Gezeitenerscheinungen in der Adria. I Teil: Die Beobachtungsergebnisse der Flutstationen.* Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien Mathem.-naturw. Kl. 96 Band. Wien 1919, стр. 64—65.

[4]) в. стр. 180.

Поред полумесечне најважнија је и најизразитија т. зв. *дневна неједнакост*, која се јавља услед промена месечеве и сунчеве деклинације, и показује се у томе што оба дневна таласа немају исту висину. Сунчева се деклинација мења од $+23^0 27'$ до $-23^0 27'$ тако, да се непосредни утицаји његових кулминација могу осетити на целом тропском појасу, а пошто је месечева путања нагнута према равни еклиптике под углом од $5^0 9'$, његове се кулминације могу осетити до $28^0 36'$ геогр. шир. Осим тога деклинација Месеца има у сидеричном или тропском месецу[1]), т. ј. у времену од 27·3 дана, један максимум и минимум, због чега су границе између екстремних вредности у разним временима различите; оне се могу проширити до $28^0 45'$ и смањити до $18^0 15'$. Напослетку треба споменути да дневна неједнакост престаје једино у случају кад Месец кулминира изнад земљиног екватора. По свему споменутом се види, да главан узрок дневне неједнакости лежи у чињеници што Месец и Сунце само изнимно кулминирају изнад земљиног екватора; зато се с на осећа скоро у целој години.

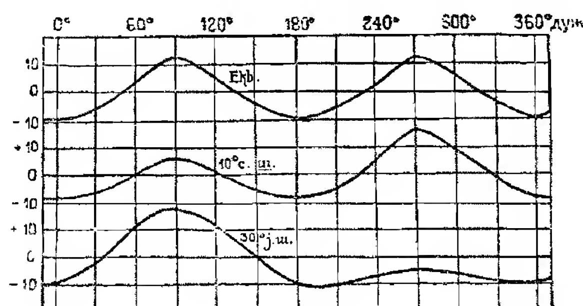
Да би се постанак ове појаве могао потпуно објаснити треба се послужити графичким приказом. У скици 251 означена је са PP_1 земљина осовина, која је према месечевој путањи нагнута под $\sphericalangle PTN = \sphericalangle P_1TZ$ и с тога Месец не кулминира на земљином екватору него има јужну деклинацију. Највећа висока вода је на местима зенита Z и надира N, а од њих се плимски талас смањује, да у близини полова, на местима A и B пређе у талас осеке. Када би земљина осовина падала у правац линије AB полови би имали највећу ниску воду, а екватор највећу високу воду. Друкчије је, ако Месец, или Сунце, кулминира северно или јужно од екватора, јер тада полови немају најмању ниску воду. Ако се посмотри место M на географској ширини φ оно ће за време месечеве горње кулминације имати доста слаб плимски талас, док ће после пола дана, кад се при земљиној ротацији обрне за 180^0, и доспе до тачке M_1, т. ј. када Месец има доњу кулминацију, имати много изразитији плимски талас. Из скице се јасно види да се морска површина у положају M_1 већма удаљила од нормалног нивоа и да је испупченост већа него у положају M. Тиме је створена дневна неједнакост, која је гдегде толико изразита да се покаже само *једнодневна*, у супротности са обичном *полудневном* плимом и осеком.

Скица 251.

Ако је на пр. Месец у зениту на 28^0 јуж. шир. и на гриничком меридијану, биће истовремено у надиру на 28^0 сев. шир. и на меридијану

[1]) в. стр. 180.

180^0. Приложена скица 252 показује појаве, које ће се у то доба догађати на разним географским ширинама. Вредности су у њој произвољне и имају чисто теоретски значај. Да би скица била јаснија треба пре свега споменути да се Земља непрестано обрће око осовине и свако место на њој мења свој положај према Месецу. Ако се претпостави да сва места посматрања леже на истом, на пр. на гриничком меридијану, и да им је локално време 0^h, у њима ће бити 1^h после оног времена када су се при земљиној ротацији померила од првобитног положаја за 15^0; када се помере за 95^0 биће $6^h\,20^m$ и т. д.[1]). У току дана ће посматрач на екватору видети ове промене: При месечеву изласку биће ниска вода, на пр. до 10 центиметара испод средњег нивоа морске површине, јер је тада Месец за 90^0 удаљен од посматрачевог меридијана. Од тада се Месец постепено диже по небу и почиње плима, која се после 6 часова и 12 минута повећа до високе воде, до 12 центиметара изнад средњег нивоа, јер Месец тада горњу има кулминацију. За време идућих 6^h12^m траје осека и при ниској води ће се морска површина опет спустити до 10 центиметара испод средњег нивоа, јер се сада Месец понова удаљио од посматрачевог места за 90^0 и т. д. Први и други талас ће имати увек једнаке амплитуде ма који положај заузимао Месец.



Скица 252. - Теоретски облици дневне неједнакости на разним географским ширинама (по Krümmel-у).

Друкчије се промене догађају на већим ширинама. Посматрач на 10^0 сев. шир. имаће при изласку Месеца ниску воду, до 8 центиметара испод средњег нивоа; за време плиме се морска површина диже, да после $6^h\,12^m$ настане висока вода, при којој се издигла до 6 центиметара изнад средњег нивоа. После 12 часова 25 минута морска се површина понова спустила до 8 центиметара испод средњег нивоа, и понова се појавила ниска вода, а после $18^h\,37^m$ појави се други максимум, али се при тој високој води морска површина издигла до 16 центиметара изнад средњег нивоа. За то је место карактеристично, да је при зениталној плими и осеци амплитуда тек 14 центиметара, а при надирној је за 10 центиметара већа, јер се Месец налазио на јужној полукугли неба. Осим тога је и трајање високе воде изнад нормалног нивоа код оба таласа различито: код зениталног је на простору од 60^0 геогр. дуж. или 4 часа у времену, а код надирног 97^0 геогр. дуж. $= 6^h\,28^m$ у времену.

---

[1]) в. одељак *Методе за одређење географских дужина*, стр. 65.

Посматрач на 30° јуж. шир. имаће потпуно промењене појаве. На његовом ће месту зениталан талас бити врло велики. При изласку Месеца биће ниска вода и морска површина је за 10 центиметара спуштена испод нормалне вредности. Од тада почиње врло изразита плима и при месечевој горњој кулминацији се морска површина издигне до 18 центиметара изнад средње вредности. После идућих 6^h 13^m појави се по други пут ниска вода, морска се површина понова спусти до 10 центиметара испод нормале, али се при доњој месечевој кулминацији издигне само за 5 центиметара, т. ј. и тада је 5 центиметара испод нормалног нивоа. Морска површина је у току целог дана само 7^h 20^m издигнута изнад средњег нивоа, а све остало је време испод њега. То место је карактерисано једном плимом и осеком у времену од 24 часа и 50 минута; амплитура зениталног таласа је 28 центиметара, а надирног тек 5 центиметара.

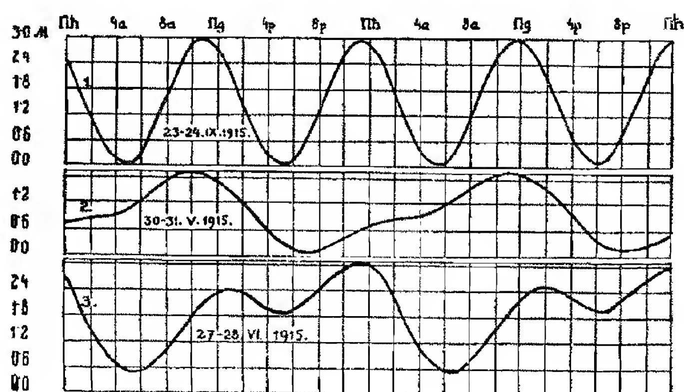
Као што се види облик два дневна таласа плиме и осеке је на разним обалама различит, али је у истини различит чак и на разним местима исте обале. Много је места на Земљи где је дневна неједнакост толико јака да се изразито показује само једна висока и ниска вода, као што је на пр. код Хаи-Фонга, у Заливу Тонкина, на 20°52′ сев. шир., код Сент Микла (Аљаска), Маниле (Лузон), Батавије (Јава) и код већине других острва између Сиама и Нове Гвинеје. На атлантском крају Панамског Канала морски се ниво при плими и осеци диже и спушта приближно за 30 центиметара, а у извесним се данима месеца појави само по једна висока и ниска вода, док је на пацифичком крају разлика између високе и ниске воде од 3·6 до 4·9 метара и сваког се дана јављају две високе и две ниске воде. — Полудневном типу морских доба припадају атлантске обале Сједињених Држава и Европе.

Али се мора споменути да нема ниједног познатог места где би плиме и осеке имале стално једнодневни тип, т. ј. у току 24 часа само једну високу и ниску воду. На свима местима где тај тип превлађује јављају се периоде од једног или више дана у којима има по две високе и две ниске воде, нарочито око оних доба кад се месечева деклинација мења од северне у јужну или обратно. Међутим, и ако се дневно догоде две високе и две ниске воде ипак се знатно разликују од правилног полудневног типа — код кога се оне смењују приближно у року од 6 часова 12 минута, и у оба случаја имају сличне облике —, јер је јутарња и поподневна плима различита не само по величини него и по трајању бујања и опадања. То је мешовит тип који превлађује на обалама Тихог и Индијског Океана. У приложеној скици 253 уцртана су сва три типа, који показују истините односе у периоди од два дана 1915 године у лукама Портланда, Маниле и Сан Франциска[1]).

---

[1]) *H. A. Marmer, Tide Tables.* The Geogr. Review. Vol. XI. 1921., стр. 406—413

Портланд, на атлантској обали (43°39′ с. ш., 70°15′ з. д.), представник је правилног полудневног типа плиме и осеке. Ниска вода се јавља 23. септембра око 5 часова ујутру, а затим почиње плима која траје преко 6 часова, после ње осека исто толиког трајања, па се исти облици понављају у поноћним часовима и идућег дана. У сваком је случају разлика између ниске и високе воде просечно 3 метра, а плима и осека — свака за себе — трају око 6 часова. Код Маниле (14°35′ с. ш., 120°58′ и. д.), на Лузону, превлађује дневни тип, са једном високом и ниском водом за време целог дана. 30. марта се висока вода појавила око 10 часова пре подне, а ниска око 7 часова по подне, па је и идућег дана било слично, али је разлика између ниске и високе воде била мања него у Портланду, око 1·8 метара. Осим тога је плима трајала преко 16 часова, а нешто мање од 8 часова осека. Напослетку је мешовит тип приказан на примеру Сан Франциска за 27. и 28. јуни 1915. У оба су се дана јавиле по две високе и ниске воде, али са знатним разликама у величини, затим се види јасна разлика у несличности узастопних плима и осека, као и у неједнакости њихова трајања. То су главне одлике мешовитог типа и главне разлике између њега и полудневног типа плиме и осеке.



Скица 253. — Типови плиме и осеке: 1. Портланд, 2. Манила, 3. Сан Франциско (по Marmer-у).

Напослетку има извесних места и предела где је сунчева плима и осека јача од месечеве. И тада се јављају две високе и две ниске воде, али не у месечевом него у сунчевом дану, што је на пр. случај при обалама острва Тахити (18° јуж. шир.), у Полинезији.

Врло изразита варијација у висини плиме настаје и услед променљивих удаљења Сунца и Месеца. Она зависи од ексцентричности земљине и месечеве путање, које су доста различите. Јер, док је ексцентричност земљине путање при њеној револуцији око Сунца 0·017, ексцентричност месечеве путање при његовој револуцији око Земље знатно је већа, 0·0549. Однос једне према другој је као 1 : 3·2. Морска доба су, наравно, тим јача што су Месец и Сунце ближи Земљи. Релативно ће бити најјача при истовременом перихелу и перигеуму[1]). Под сунчевим утицајем настаје *полугодишња неједнакост*, услед које је плима око равно-

[1]) в. стр. 112—114 и 117.

дневица већа но што је при временима солстиција. Друга неједнакост се јавља у главном под утицајем Месеца. Ако је њиме изазвана плима при апогеуму 1, биће при перигеуму 1·49, дакле по теорији за половину већа. Та варијација се зове *елиптична* или *паралактичка неједнакост*[1]), која нарочито утиче на полумесечну неједнакост. Уколико она зависи од Месеца, догађа се најпре у добу од апогеума ка перигеуму, дакле у аномалистичном месецу, т. ј. у времену између два перигеума, чија периода траје 27 дана 13^h 18^m $33{\cdot}3^s$. *Досн* је ову неједнакост тачније испитао[2]) узимајући у обзир август и септембар, када су се перигеум и апогеум поклапали са пуним и новим Месецом, и при томе је нашао, да је код Сен Џона на обали Њу Брёнзвика, амплитуда

при највишој плими перигеума 8·26 метара
„ „ „ апогеума 6·20 „

Највеће су високе воде за време равнодневица, нарочито ако истовремено дува ветар са океана, који зауставља воду. Ипак, на океанским острвима, далеко на пучини, плиме немају никад велику висину. Њих може бити само при континенталним обалама, где су на атлантској обали Патагоније амплитуде кадикад веће од 10 метара, а још веће су у левкастим заливима или код речних ушћа, док су у затвореним морима знатно мање. Све то се види из ових примера:

	φ	ср. ампл. при сизигијама	макс. ампл. еквинокц. плиме
Мајнас Чанел (Нова Скотиа)	45°20′	15·4 м.	19·6 м.
Галегос (Патагонија)	—48°30′	14·0	18·0
Портисхед (Бристолски Канал)	51° 0′	12·8	16·3
ушће реке Коксо̄к (Лабрадор)	59° 0′	11·7	15·0
Гранвиј (Енглески Канал)	48°50′	11·5	14·7
Суецки Залив (део при Црвеном Мору)	28° до 30°	2·1	2·7
Острво Фернандо По (Гвинеја)	3°20′	1·8	2·7
Габес (Тунис)	34°10′	1·8	2·1

Већ се по споменутим подацима види колико се безбројних комбинација може догодити код појава и величине плиме и осеке, при заједничком деловању разних узрока неједнакости. Али, поред ових има и неких других. Једни су астрономске природе са периодом од 18·6 и 21000 год.[3]), а други физичке природе, као што је на пр. инерција воде, услед које се море не повинује непосредно привлачној снази звезда него са извесним зао-

[1]) према елипсоидном облику земљине и месечеве револуцијоне путање, или према промењивој вредности паралакса.

[2]) *W. Bell Dawson, Variation in the Leading Features of the Tide in Different Regions*. Journ. of the Royal Astron. Soc. of Canada. Toronto 1907, стр. 213—227.

[3]) в. *нутација*, стр. 165—166 и *Везе између прецесије и померања апсидне линије*, стр. 172—174.

стајањем, поред тога дубина морског дна, која је доста важан чинилац, и неки спорединији фактори.

Ако истовремено, и у истом смислу, суделују више пертурбацијоних чинилаца, плимски талас добија толику амплитуду да може изазвати страховита дејства. На такав је начин потопљен прилично велики део холандскога приморја, од кога је створено Зајдер Језеро, а истим је стицајем прилика одсечен од Котантена, области северозападне Француске, један део копна и претворен у Нормандиска Острва.

Све то су узроци што морнари, при прорачунавању морских доба и одређивању локалних корекција, увек узимају у помоћ астрономске податке, јер по њима могу унапред одредити у каквом ће кад међусобном положају бити разна небесна тела. При томе долазе у обзир средњи ниво морске површине, јединка висине[1]) за одређену луку, висина морске површине изнад средњег нивоа високе воде за време сизигија и средњег удаљења Месеца и Сунца од Земље, коефицијент морских доба, — број који се мења од једне до друге плиме и осеке, и показује колико би стотинитих делова од јединке висине требало додати средњем нивоу, или одузети од њега, да би се добио ниво високе или ниске воде. Напослетку се мора узети у обзир и лучко доба, као веома значајна вредност.

Лучко доба. — Ако се пажљиво прати појава плиме и осеке, моћи ће се лако уверити да има неких веза између месечевих кретања и часова високе и ниске воде. Месец сваких 24^h50^m пролази кроз меридијан посматрачевог места, а у размацима од 12^h25^m смењује се зенитални са надирним плимским таласом, али се због инерције и других узрока висока вода појави доста доцније после месечеве горње и доње кулминације. По томе се могло поставити правило: Ако се данас висока вода задоцни за t времена иза месечевих кулминација, требало би да за исто толико време заостане и сваког идућег дана. Та величина, односно разлика у времену између месечевих кулминација и високих вода, означава *лучко доба* (франц. établissement du port; нем. Hafenzeit; енгл. establishment).

Али величина t не остаје иста; она се мења од дана до дана, а нормалну вредност има само при месечевој младини и уштапу. Првог дана после новог Месеца, величина t се нешто смањи. То се непрестано до-

[1]) Разлика између средњег нивоа морске површине и висине највеће високе воде, која се појави после средњих сизигија, означава за одређено место *јединку висине;* ова се мења од једног до другог места. Ако се са H означи висинска разлика од средњег нивоа до високе воде, биће $H = cU$, где је U јединка висине, а c нумеричан коефицијент, тзв. *коефицијент морских доба.* Он има ту особину што је код свих лука са истим закашњавањем (или добом) плиме исти, и може се мењати од 1·2 до 0·3.

гађа до првог октанта, а после се постепено повећава: при првој четврти повећа се до нормалне вредности, при идућем октанту до максимума. Од тада се разлика у времену почне по мало смањивати, да при пуном Месецу спадне до нормале. Идућег дана почиње исто оно што се догађало после новог Месеца. Пошто се, дакле, лучка доба од дана до дана мењају, и да би се избегао сваки неспоразум, њихов је појам дефиниран као истинито локално време места, у које се после месечеве горње кулминације појави висока вода у дану еквинокцијалних сизигија, када су Сунце и Месец на небесном екватору, кад им је деклинација равна нули, и када су на средњем удаљењу од Земље. Тај час се код исте луке не мења.

Да би се појава високе воде могла унапред одредити, треба часу месечевог пролаза кроз меридијан додати лучко доба. Али, то је тек апроксимативно и доста грубо одређење, јер ако се тражи већа тачност увек су потребне корекције, које су на пр. при француским обалама велике до 1^h20^m, а на другима местимично још веће. Чак се утврдило да се лучка доба могу знатно мењати и код доста блиских места. Тако су при обалама Енглеског Канала вредности према Истоку све веће: од 3^h35^m Гриничког времена (или $3{\cdot}8^h$ месечевог) код Ил д'Уесана, западно-северозападно од Бреста, до 11^h22^m Гриничког времена (или $11{\cdot}3^h$ месечевог) код Калеа.[1])

Напослетку треба нарочито споменути да лучких доба у овом смислу има само при оним обалама где је, према теорији, месечева плима јача од сунчеве. Зато се на већем делу Тихог Океана и у неким крајевима Индијског Океана догађа баш супротно.

Динамичке теорије морских доба. — Најглавније појаве код морских доба могу се Њутновом теоријом протумачити на мање-више елементаран начин и изразити једноставним математичним формулама. Али се по истинитим догађајима на местима исте обале не би могло доказати да су нужни услови и принудне последице ове теорије. По њој амплитуда плимског таласа не би могла бити већа од једног метра, а опажене су кудикамо веће. Требало би да је дневна неједнакост на средњим ширинама велика, а на европским се обалама једва осећа, док је врло изразита на неким екваторијалним приморјима, где је не би смело бити. Осим тога би требало да се у временима сизигија висока вода појави у истом тренутку месечевог и сунчевог проласка кроз меридијан места, а лучка доба указују на доста знатна заостајања. Исто се тако и највећа висока вода задоцни, и појави се после сизигија, кадикад три до четири дана, што се зове *доба* или *закашњавање плиме*. Али је главни недостатак Њутнове теорије, што претпоставља да би — под утицајем про-

[1]) Лучка доба за Јадранско Море изнесена су у таблици на стр. 804.

мењливих снага — и деформиран сфероид морске површине стално остајао у стању равнотеже. Зато је она названа и статичка теорија морских доба.

Лаплас је први увидео да су морска доба динамички проблем; умео је да га тачно постави, и успео да савлада велике рачунске тешкоће при његовој аналитичкој обради. Он схвата да су плима и осека нека врста ритмичких осцилација, односно врста таласастог кретања, да се Месецем изазвани талас може данима одржавати и тако утицати на доцније створене таласе. По њему је сваки плимски талас састављен из остатака раније изазваних таласа месечевом привлачном снагом и последњега. Поред тога је указао да се потенцијал[1]) снага које утичу на стварање плиме и осеке може алгебарски изразити низом једначина са константним коефицијентима и функцијама углова, т. ј. нечим што је слично хармоничкој анализи

На тај је начин Лаплас пронашао три врсте осцилација: једну потпуно независну од земљиног обртања око осовине, другу, која је њоме условљена и има периоду од једног дана, и трећу са нешто дужом периодом од половине дана. Свака је од њих састављена из парцијалних плима и осека, које би у својим периодским појавама, и најахивањем једних на друге, изазвале различите неједнакости, а све то убеђује да су морска доба врло компликоване појаве.[2])

Знатно је припомогао практичном објашњењу овог проблема *Ери*.[3]) Он у својој таласној теорији полази од претпоставке да се вода креће у каналима једнаке ширине и дубине, а главни закључак му је да сваки поремећај у кретању присиљених (или примарних) плимских таласа, као непосредне последице привлачних снага, ствара систем слободних (или секундарних) таласа, који су са првима у одређеном односу. Пошто брзина пропагације присиљених таласа није зависна од дубине канала, они се крећу привидном револуцијоном брзином небесног тела, а ако се обе врсте таласа појаве заједнички, деловање им се појача сразмерно њиховој величини.

Привлачна снага Месеца изазива у каналу талас, чија је периода једнака половини месечевог дана, дужина половини земљиног обима, а висина се пропорцијонално мења са дубином канала. Према томе, да ли се канал пружа меридијонално, да ли у коме међуправцу, или по мањем кругу, на пр. по упореднику 34^0 геогр. шир., талас би се у својим димензијама променуо. Чим би се на неком месту канала изменула ширина или дубина, био би присиљен талас спречен у нормалном кретању, а као израз тог поремећаја равнотеже појавио би се секундарни талас,

[1]) в. стр. 296, прим. 1.

[2]) *P. S. de Laplace, Traité de mécanique céleste.* Livre IV.

[3]) *G. B. Airy, On Tides and Waves:* Encyclopaedia Metropolitana. Vol. V. 1848, стр. 241—396.

исте периоде као код примарног, али различите дужине, која је пропорционална новој дубини канала. По томе се могу разликовати плимски таласи дубоких и плитких делова мора.

Ако је таласна дужина несравњено већа од дубине мора, што је заиста случај на пучинама, биће везе између периоде *T*, дужине *L*, брзине пропагације *V* и дубине *p* изражене једноставним формулама

$$L = T\sqrt{gp} \quad \text{и} \quad V = \sqrt{gp},$$

у којима је *g* акцелерација земљине теже на 45° геогр. шир. По облику формула се види да дужина и брзина пропагације слободних таласа стоје у правом односу са другим кореном дубине океанског дна. Како је код лунарног полудневног плимског таласа трајање периоде $12^h\ 25^m = 44700$ секунада, била би му, при средњој дубини океана од 5000 метара, дужина

$$L = 44700\ \sqrt{9{\cdot}8063 \times 5000} = 9898 \text{ км},$$

а брзина пропагације била би огромно велика, око 221·5 м/сек, јер је $V = \sqrt{9{\cdot}8063 \times 5000}$, те би за један час талас превалио пут од 800 км. Пошто је Тихи Океан од острва Халмахеира до Рта Галера широк око 14600 километара, не би ни два плимска таласа имала на њему места. У мору са средњом дубином од 1000 метара талас би био око 4425 км дугачак, а брзина пропагације би се смањила на 99 м/сек.

Заплетенији су услови у плитким деловима мора. Јер, чим се плимски талас почне ближити обали, он се, према новој дубини дна, повиси и почну се образовати нарочити споредни таласи. Они су узрок што плимски талас добија асиметричан облик: на предњој је страни стрмији; зато плима траје много краће од осеке, што ће се доцније објаснити.

Поред теорије о прогресивном кретању плимских таласа, неки старији геофизичари су претпостављали да су то непомични таласи, јер су њима хтели оправдати необичне појаве на Северном Атлантику. Наиме, ту је амплитуда највеће високе воде и непосредно уз обале велика, али је при европским обалама знатно већа но при америчкима. Осим тога су при источној обали Атлантика лучка доба према већим ширинама све доцнија — као да се плимски талас креће у томе правцу —, док се то није могло утврдити на другој страни океана, у отвореним лукама Северне Америке. Тамо се дуж целог приморја највећа висока вода појави готово истовремено, са максималном разликом до једног часа, а доцнија је само у затвореним лукама и заливима, који се увлаче дубоко у копно. Првобитно се сматрало да су морска доба на томе делу светског океана изазвана непомичним таласом огромних димензија, чија се спојница чворова пружа у меридијоналном правцу. С тога би

се плиме и осеке на обема обалама наизменично смењивале, и то тако да би при високој води уз једну обалу на другој била ниска вода, и обратно. Али је, према опаженим фактима, правилност таквих осцилација немогућа. Зато је *Ферел* горњу хипотезу преиначио, и претпоставио да се — због друкчијих дубина — непомични талас на источној половини Атлантског Океана преобрази у прогресиван, чиме се може објаснити све већа вредност лучких доба при европским обалама.[1])

Формулама за сеше[2]) може се прорачунати колико се периода плимског таласа од $12^h\ 25^m$ слаже са ширином и средњом дубином Атлантског Океана, а по томе одредити тачност споменуте теорије. Одмах треба споменути да резултат није повољан, а за доказ ће послужити пример. По Ферелу је Атлантски Океан од Рта Хатерас до Гибралтарског Мореуза, на упореднику 35^0 сев. шир., широк око 60^0 геогр. дуж., односно 5480 километара, а он је приближно за 9^0 дуж. шири, па би дубина дна — која одговара условима Ферелове једначине — била око 6100 метара, док је средња дубина скоро за 2000 м мања.

Још смелије је мишљење Американца *Хариса*, који држи да непомични плимски таласи владају на свима океанима, али се — према разликама у конфигурацији обала и дна — спојнице чворова на њиховим разним деловима пружају у различитим правцима и јављају се осцилације разних облика.[3]) Та је хипотеза још несигурнија, јер је *Харис* за самосталне системе непомичних таласа поставио границе на пучинама, а тиме није испуњен услов за развитак нормалних сеша, т. ј. да је сваки систем ограничен чврстим зидовима, односно копненим обалама или субокеанским узвишењима и гребенима. Па ипак не треба мислити да су непомични таласи потпуно искључени код појава морских доба, јер се могу развити интерференцијама прогресивних таласа, и *локално* (у најширем смислу речи) добити доста велики значај, што је Харис успео да докаже у појединостима.

Утицај земљине ротације и интерференцијâ. — Поред осталога, плимски талас подлежи и утицају девијаторне снаге, која је изазвана земљином ротацијом[4]), као што јој подлеже и сва остала тела у слободном кретању. И плимски талас скреће на десно на северној, на лево на јужној полукугли, па би се морао кретати кривим путањама или чак у вртлозима.

Ако се узме меридијоналан пресек кроз правилан канал, који се пружа правцем Запад-Исток, и ако се претпостави да му се плимски

[1]) *William Ferrel, Tidal Researches.* U. S. Coast Survey Report for 1874. App.

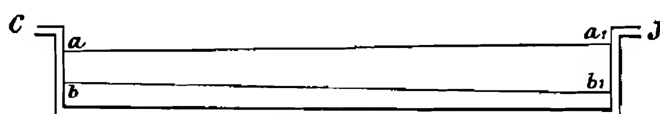
[2]) в. стр. 718—719.

[3]) *Rollin A. Harris, Manual of Tides.* Report of the U. S. Coast and Geodetic Survey for 1900. App. 7; — for 1904. App. 5.

[4]) в. стр. 140—143.

талас ближи са Запада, што је на пр. случај у Енглеском Каналу, он ће под утицајем девијаторне снаге скренути на десно, т. ј. ка Југу, и при високој води биће морска површина представљена линијом aa_1 (скица 254). Али ће исто тако и супротна струја осеке скренути на десно, т. ј. ка Северу, те ће при ниској води ниво морске површине бити означен са bb_1. Последица је, да ће на левој страни канала амплитуда ab бити мања но што је амплитуда a_1b_1 на његовом десном крају. Зато су при северној обали Француске амплитуде просечно за 2 метра веће него на јужној обали Енглеске.

Још изразитије је дејство разних интерференција.[1]) Оне настају тиме, што месечев и сунчев плимски талас, под утицајем неправилног облика океанског дна и копнених обала, или разних препрека, као што су велика острва, буду с једне стране скренути у различите правце, а с друге рефлектовани, односно одбацивани од обала. Из тог се разлога по океанима креће и укршта читав низ плимских таласа, те интерференције имају доста велики значај. Донекле се њихове појаве могу упоредити са интерференцијама светлосних таласа. Јер, као што два извора светлости могу произвести нијансе свих степена осветлења, од најјачег сјаја до таме, исто се тако у ритмусу морских доба јављају сви степени модификација, од збира интензитета оба плимска таласа до њихове највеће разлике.



Скица 254.

Ако се два система полудневних плимских таласа ближе један другом, и брежуљци им се укрсте на одређеном делу океана, висока би вода била знатно повећана, док би при сусрету таласних долина ниска вода била још већма смањена. Али, ако се код та два система, и на истом месту океана, укрштава брежуљак једног са долином другог таласа, били би полудневни плимски таласи уништени, а само би једнодневни остали видљиви. Једино се интерференцијама могу објаснити велике разлике у висини плиме при обалама разних острва на пучини Тихог Океана. Тако је на пр. код острва Мидвē (28°13′ сев. шир., 177°21′ зап. Гр.) средња амплитуда 25 см., при највећој високој води 30 см., а скоро су исте вредности на обалама острва Тахити (17°40′ јуж. шир., 149°30′ зап. Гр.), док су код неких група острва, између ових, одговарајуће вредности много веће: код Самоанских Острва (око 14° јуж. шир., 171°30′ зап. Гр.) и Маркезас Острва (око 9°30′ јуж. шир., 139°30′ зап. Гр.) велике су 1 до 2 метра.

[1]) *Интерференцијом* се називају међусобни утицаји једних таласа на друге, било да се крећу истим правцем, али са неједнаким брзинама, било да се крећу и сударају под разним угловима.

Најзаплетенији услови би били да постоје два система месечевих и два сунчевих плимских таласа, који се са разних страна и под великим угловима ближе један другоме. У том би се случају на местимаударања и најахивања брежуљака из сва четири система добио, при високој води, теоретски однос месечеве према сунчевој плими, т. ј. 2·2 : 1, односно 1 : 0·45. Али би се за једну таласну дужину даље та размера променула, јер се тада брежуљци оба месечева таласа укрштају на нагибима сунчевих, а с друге стране оба брежуљка сунчевих на нагибима, или странама, месечевих плимских таласа. Зато би се у првом случају сунчев талас, према теоретској размери, знатно смањио, а у другом повећао.

Интерференцијама се, дакле, може објаснити, зашто се у природи јављају све могуће размере између месечеве и сунчеве висине плиме. Због њих је код Сан Диега, на калифорнијској обали, размера приближно нормална (0·41), код ушћа Мисисипија је сунчева плима нешто већа од нормалне (0·59), код Сан Франциска знатно испод нормалне (0·23), док је у Флоридском Мореузу месечева плима око шест пута већа од сунчеве.[1])

О великом утицају интерференција на високу воду и на лучка доба пружају поучан пример североисточни део Атлантског Океана, око британских обала, и Северно Море, што се може приказати графички. Ако се сва места истовремене појаве високе воде при сизигијама, или истих лучких доба, повежу системом линија, добиће се т. зв. *котидалне линије*, односно *изорахије*[2]), с помоћу којих се може одредити како се и којим правцима креће плимски талас. На Атлантском Океану се у главном шири ка Северу и појави се на пучини испред француских и британских обала око 4^h45^m по лунарном времену, где прве додирне код Ил д' Уесанга (ск. 255). Један сат доцније плимски талас продре у Енглески Канал: на северозападној обали француске до Ил де Баца и Роскофа, а на југозападном врху Енглеске до Лисард Хеда. Доцније талас улази све дубље и око 6^h30^m појави се испред Канала Сент Џорџа, а обишавши по Атлантском Океану западну обалу Ирске и северозападну обалу Шкотске уђе делом у Ирско, делом у Северно Море.

На централном делу *Ирскога Мора*, западно од Ајл оф Мана, судари се плимски талас из Канала Сент Џорџа са оним из Северног Канала, и интерференцијом изазову доста чудновату појаву: на врло великом простору су лучка доба скоро једнака, око 10^h30^m по лунарном времену

---

1) *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Band II., стр. 245—247.

2) реч *котидалан* састављена је од лат. префикса con = заједно и енгл. tides или нем. Tiden = морска доба (по англо-саксонском tid = време, час, доба), а изорахија од грч. ἴσος = једнак и ῥαχία = плима која удара о стене. Да би се ове вредности добиле, морају се сва лучка доба прерачунати било на интернацијонално, т. ј. гриничко време, или за поједина ивична и затворена мора на зонално време (в. стр. 183).

(Мēден Рокс 10^h16^m, Ајл оф Ман 10^h35^m до 10^h45^m, Станер Поинт 10^h30^m). Због ускости Северног Канала, изорахије у њему врло су блиске, а лучка доба на кратким удаљењима показују разлике до 2 и 3 часа, донекле и између Виклоуа и Карнāвона, док то није случај на осталом делу мора. С друге стране је на плићацима континенталне површи, при улазу у Северни Канал, амплитуда највеће високе воде око 3·5 м., а према Истоку се постепено смањује: до 0·9 м. код Баликāсла и до 1·2 м. испред Мал оф Кентајра, при шкотској обали, ма да би требала да се у томе правцу повећава, јер се ширина канала сузила на шестину. По теорији би требало да се повећа за $\sqrt{6} = 2{\cdot}45$ пута, т. ј. приближно до 8·6 ($= 3{\cdot}5 \times 2{\cdot}45$) метара, али би се због двоструко повећане дубине амплитуда смањила отприлике за 20%, т. ј. на висину од 6·9 метара. То се, међутим не догађа, и тек даље, на пучини Ирскога Мора, амплитуде се доста правилно повећавају према Истоку.

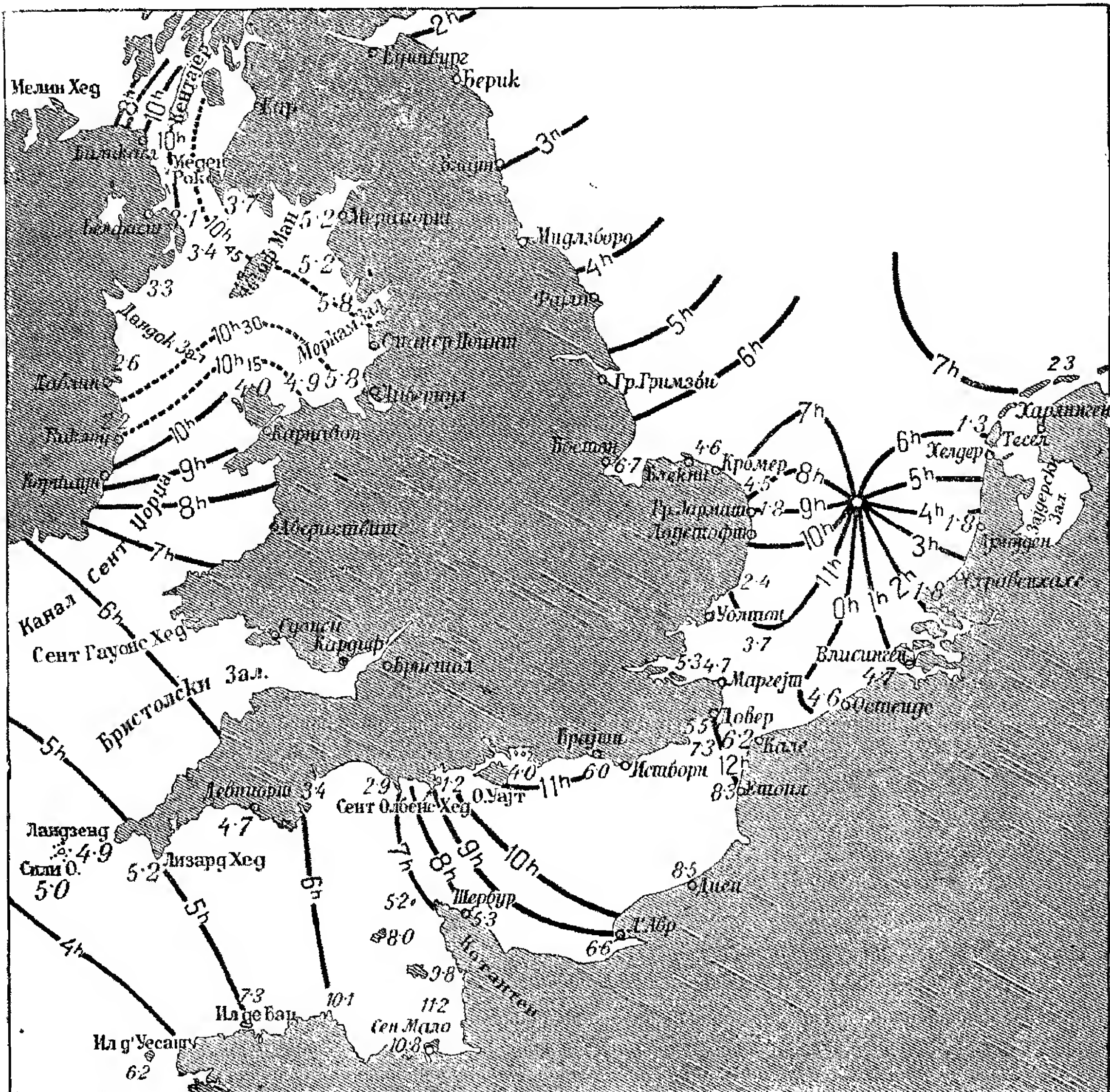
По општем распореду изорахија, по скоро истовременој високој води на целом средњем делу Ирскога Мора, а много ранијој око јужног и северног краја, и по неједнакостима у амплитуди, може се готово са сигурношћу закључити да ту постоји — поред прогресивног, али спорог плимског таласа, који продире са Југозапада и Северозапада — врло изразит непомични талас, чија би спојница чворова била приближно на ширини Кортауна (52°38′ сев. шир.), а још изразитија у Северном Каналу. Па како је разлика у лучким добима између средине и крајњих делова Ирскога Мора око 6 часова, јављала би се висока вода на целом централном делу од Дандōк до Мōркам Залива у исто доба када је на крајевима ниска, и обратно.

Осим тога су на целој источној обали Ирске амплитуде бар за два метра мање но при западним обалама Шкотске и Енглеске, што није само последица велике разуђености овог приморја, са плитким и дубоко у копно увученим заливима — јер и сва остала места имају веће вредности —, него је у главном последица земљине ротације, чијом је девијаторном снагом плимски талас из широког Канала Сент Џорџа скренут на десно.

Плимски талас се увлачи и у Северно Море са две стране: са Југозапада кроз релативно уски Енглески Канал, а са Северозапада преко Шетландских Острва, али су на њему услови нешто друкчији те настају доста компликоване појаве интерференција.

На западном делу *Енглеског Канала* изорахије су удаљене једна од друге, али се знатно приближе чим се канал код Котантена сузи, да се даље на Исток почну понова разређивати. При томе је карактеристично да лучка доба приближно до гриничког меридијана имају све веће вредности, што су места источнија, али су на целом источном делу, са незнатним неправилностима, готово иста: $10^h\,30^m$ до $11^h\,30^m$ по лу-

нарном времену. Изван мореуза прећу ка вредностима на југозападном делу Северног Мора. По распореду изорахија може се претпоставити да се приближно од Сент Олбенс Хеда према Шербуру пружа спојница чворова, а томе иду у прилог и најмање амплитуде на суженом делу



Скица 255. — Изорахије Ирскога и Северног Мора и Енглеског Канала (по Doodson-у, Sterneck-у и Defant-у). Бројеви на изорахијама означују морска доба, а бројеви курзивом амплитуду највеће високе воде, у метрима.

канала[1]), док су при западном и источном крају знатно веће. Осим тога су, због девијације, при енглеским обалама свугде мање но при францускима, што је раније споменуто[2]), ма да — у истини — у канал про-

[1]) При енглеској обали: Вӗрам 1·2 м, Крајсчёрч 1·5 м, при француској: Шербур 5·3 м, Барфлёр 5·0 м.

[2]) в. стр. 790.

диру два таласа из супротних праваца. Али је атлантски плимски талас знатно јачи, виши, и земљином ротацијом потиснут ка француској обали, а талас из Северног Мора је слабији, па увек и нижи, и ако је скренут према обали Енглеске.

За југозападни део *Северног Мора* је утврђено како се при обема обалама амплитуде највеће високе воде смањују од Југа према Северу, до минимума код Грēт Јармата (1·8 м) на западној и код Хелдера (1·3 м) на источној обали, а одатле се почну доста правилно повећавати. С друге стране се лучка доба нарочито брзо мењају од Блекниа (6^h26^m) до Лоустофта (9^h50^m), односно од Ајмојдена (3^h42^m) до острва Тесел (6^h), а све то наводи на помисао да се, поред спојнице чворова Сент Олбенс Хед-Шербур, јавља и друга на линији Грет Јармат-Хелдер. Али је талас, који се на томе делу Северног Мора креће према Југу, и који је земљином ротацијом скренут према енглеској обали, много јачи него кад уђе у Енглески Канал, док је атлантски талас при северним француским обалама јако издигнут, а источније од Калеа свугде знатно нижи, ма да је на целом путу био потискиван на десно. Из тих су разлога амплитуде при источним енглеским обалама веће но што су на белгијскима и холандескима.

По југозападном делу Северног Мора креће се, дакле, један талас према Југу, други према Истоку и Североистоку, а то су повољни услови да изазову *амфидромију*[1]) чворова, т. ј. да на оном месту, где настане интерференција двају таласа, и где се пресеку чворови осцилацијâ, влада у главном тишина — нема плиме и осеке —, а од њега се изорахије шире радијално и талас се креће било у истом, било у супротном правцу кретања сказаљке. Последица тога је да лучка доба имају уз енглеску обалу све веће вредности што су места јужнија, а при обалама Белгије и Холандије да им се вредности повећавају према Североистоку.

На пучини Северног Мора, северније од 53° геогр. шир., услови су скоро исти. По најновијим испитивањима добија се општи утисак да плимски талас несметано продире из Атлантског Океана у Северно Море, по целој његовој ширини, а други из супротног правца, са Југа. Да се Земља не обрће око своје осовине, и да нема трења, интерференције би изазвале непомични талас са двема спојницама чворова: једном око 58° сев. шир., Вик—Фернсунд, а другом око 55° сев. шир., Мидлзборо — острво Силт. Дуж њих би колебање морске површине било равно нули, али би се на пограничним деловима појавиле снажне плимске струје: три часа пре и после појаве високе воде. Међутим су девијацијом оба плимска таласа скренута на десно; зато се висина плиме стално повећава од норвешких према енглеским обалама, а на јужнијем делу од холандских

[1]) По грчком ἀμφί = око, около, са обе стране и δρόμος = трка, трчање, од глаг. δραμεῖν = трчати.

према немачким и данским обалама, док с друге стране при обема спојницама чворова настаје амфидромија у супротном правцу кретања сказаљке, као и на југозападном делу Северног Мора. Напослетку су све три амфидроме тачке већма приближене источним обалама, нарочито најсевернија.[1])

Метода хармоничке анализе. — Ниједна од споменутих теорија плиме и осеке није успела да у математичној формули споји обе њихове константе: амплитуду највеће високе воде и лучко доба, јер се у појави морских доба огледају кретања водених честица под удруженим утицајем месечеве и сунчеве привлачне снаге, обе неједнаке врсте и јачине, па и неједнаке, али доста тачно одређене, периоде. Осим тога се — са геоцентричног гледишта — оба ова тела крећу путањама које са равни небесног екватора стоје под разним угловима, па су час северно, час јужно од њега, а због ексцентричности својих путања нису увек једнако удаљена од Земље. Као последица тих разлика, мареограми[2]) разних места немају сличне облике, али из њих треба извести локална одступања и бројно их одредити. Да би се то постигло треба засебно прорачунати величину месечеве и сунчеве плиме, поред тога замислити још неки број фиктивних, идеалних небесних тела, која би била непомична или се кретала у паралелним путањама са екватором, и одговарала положајима Сунца и Месеца у разним временима, сем тога која би у простору васионе била тако подељена да би у сваком тренутку збир њихових утицаја био једнак заједничком деловању Месеца и Сунца.

То је метода хармоничке анализе, коју је пре више од половине столећа применио код морских доба Сер *Виљем Томзн*. Њени су принципи ово: 1. Под утицајем неке снаге, која периодски ремети равнотежу, биће и кретање морског нивоа периодично, и имаће исту периоду као и снага. 2. Ако истовремено утичу неколико снага дејства им се сумирају и могу се засебно проценити, али само у случају ако се услови њихових појава не би приметно мењали. 3. Амплитуда осцилација пропорцијонална је амплитуди снаге. 4. Код осцилација морског нивоа јавља се константно заостајање или истрчавање према периодичној варијацији снаге.

Када је познат израз снаге која ремети равнотежу треба га разложити у периодске чланове. Сваки би се од њих могао сматрати као представник периодске снаге, а свакој од ових би — према првом прин-

---

[1]) *Dr. Albert Defant, Untersuchungen über die Gezeitenerscheinungen in Mittel- und Randmeeren, in Buchten und Kanälen.* IV. u V. Teil. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem. — naturw. Kl. Bd. 96. Wien 1919. — *A. Merz, Forschungen über die Gezeiten der Nordsee,* Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1923, стр. 292—294. — *Dr. A. T. Doodson, The Tides and the Work of the Tidal Institute, Liverpool.* Geogr. Journ. LXIII. 1924., стр. 134—147.

[2]) *Мареограм* је трака хартије на којој је игла мареографа бележила колебања морског нивоа у току дана, т.ј. графички приказ дневног колебања морске површине.

ципу —, одговарало периодско кретање морске површине, тј. таласање са истом периодом као што је код чланова. По другом принципу би плима и осека биле збир периодских кретања свих таласа — по теорији око сто —, док су по трећем принципу амплитуде разних таласа пропорцијоналне интензитету оне снаге, којом је сваки од њих изазван.

На први би поглед изгледало да је проблем и сувише заплетен, због врло великог броја фиктивних небесних тела, али није тако, јер је спајање већег броја таласа у један једини доста елементаран поступак. Као ознака једноставних таласа служе делом велика латинска слова од I до T, делом мала грчка или латинска слова, а индексом од 1 до 8 означен је број дневних високих вода. Од досада утврђених деведесет и пет таласа по пореклу су само двадесет и пет прави астрономски таласи, који су изазвани привлачном снагом Месеца и Сунца, два до три су метеоролошка таласа, т. ј. колебања морског нивоа изазвана ветровима, атмосферским талозима и утоком речних вода, те су с тога значајнија једино на плитким деловима мора, док су сви остали комбинацијони и секундарни таласи.

Да би се о поступку хармоничке анализе добио јаснији појам, може се прво узети у обзир само Месец, који би око Земље кружио стално по равни небесног екватора, са непромењивом брзином и на истом удаљењу. Његовом привлачном снагом били би изазвани правилни плимски таласи са периодом од $12^h\ 25^m$ и са двема високим водама у току $24^h\ 50^m$. Тај најглавнији парцијални талас означује се са M_2 и може се изразити једначином правилне синусоиде: $y = A \cos (nt - \kappa)$, у којој је y усправно удаљење водене честице од средњег морског нивоа у времену t, A је амплитуда, n брзина плимског таласа, т. ј. онај разломак периоде који талас пређе у јединици времена, односно у једном часу средњег сунчаног дана[1]), а κ је т. зв. аргумент или епоха, т. ј. у степенима изражено трајање од почетног времена, у коме је $t=0$, до појаве високе воде. Али, ако се потенцијал[2]) месечеве привлачне снаге разложи у низ периодских чланова, од којих свакоме одговара одређено кретање морске површине, било би

$$y = A_1 \cos (n_1 t - \kappa_1) + A_2 \cos (n_2 t - \kappa_2) + A_3 \cos (n_3 t - \kappa_3) + \cdots\cdot\cdot$$

У горњем случају је трајање пуне периоде $12{\cdot}42^h$, по чему је брзина плимског таласа $n = 360^0 : 12{\cdot}42^h = 28{\cdot}984^0$, док y има највећу вредност када је $nt - \kappa = 0$, јер је тада $y=A$.

За даље извођење потребне су још неке константе код месечевих и земљиних кретања, које се увек своде на један час средњег сунчаног дана. Те вредности су: 1. брзина којом се Земља једанпут обрне око

1) в. стр. 177—178.

2) в. прим. 1 на стр. 296.

своје осовине за 360°, т. ј. у једном звезданом дану = 23.9345 часова[1]), а по томе је константа $g = 360^0 : 23.9345^h = 15.0411^0$; 2. брзина којом Месец једанпут потпуно окружи Земљу, т. ј. тропски месец, чија је периода 27.3217 дана[2]), па је $s = 360^0 : (27.3217^d \times 24^h) = 0.549^0$; 3. брзина којом се велика осовина месечеве елиптичне путање једанпут обрне за 360°, чије је трајање 8.85 година, те је с тога $p = 360^0 : (8.85^a \times 365.2422^d \times 24^h) = 0.0046^0$; 4. брзина земљиног кружења око Сунца, чије је трајање 365.2422 дана, те је константна $e = 360^0 : (365.2422^d \times 24^h) = 0.04107^0$.[3])

Ради одређења јачине месечевог утицаја на стварање плимских таласа при перигеуму и апогеуму треба, поред нормалног Месеца, који би кружио око Земље по екватору, замислити још неколико идеалних месеца, од којих би један равномерном брзином кружио стално на одстојању перигеума, а један на одстојању апогеума. Сједињено дејство ових двеју звезда морало би у аномалистичком месецу[4]), са трајањем од 27.5546 дана, имати исту вредност, т. ј. угаону брзину од $360^0 : (27.5546^d \times 24^h) = 0{\cdot}544^0$ на час. И оба идеална месеца би за време њихова кружења око Земље изазвала двапут високу воду: на великој елиптичној осовини са угаоном брзином $N_2 = 28.984^0 - 0.544^0 = 28.440^0$, а на малој $L_2 = 28.984^0 + 0.554^0 = 29.528^0$, док би им периоде биле за $N_2 = 360^0 : 28.440^0 = 12{\cdot}66$ часова, за $L_2 = 360^0 : 29.528^0 = 12{\cdot}19$ часова. Ако се исте вредности прорачунају према ранијим формулама, била би угаона брзина за $N_2 = 2(g - s) - (s - p) = 2g - 3s + p = 28.4398^0$, а за $L_2 = 2(g - s) + (s - p) = 2g - s - p = 29.5286^0$.

Али је, поред Месеца, активно и Сунце, те и код њега треба поступити на исти начин. Прво би требало узети у обзир идеално, нормално Сунце, које би — привидно — једнаком брзином кружило око земљиног екватора, а одступања од таквог кретања приписала би се утицају неких других фиктивних сунаца.

Утицаји променљивих сунчевих и месечевих деклинација на дневну неједнакост су познати: морају имати периоду од 13·66 дана, т. ј. половину тропске периоде, а максимум амплитуде у добима екстремних деклинација. Највећа северна или јужна месечева деклинација понавља се сваких 27.3216 дана, а угаона брзина тога кретања је s, док је самог Месеца, с погледом на неко место на Земљи, g — s. По томе би угаона брзина деклинацијоног месечевог и сунчевог плимског таласа била

[1]) в. стр. 178.

[2]) в. стр. 180.

[3]) Ради лакшег памћења узета су за константе горњих једначина почетна слова грчких назива: g = γαῖα, Земља; s = σελήνη, Месец; p = περίγαιος, перигеум; e = ἥλιος, Сунце.

[4]) *Аномалистички месец* је време од једног до другог перигеума. Он траје $27^d 13^h 18^m 37{\cdot}44^s$ или 27.5546 дана.

$K_1 = (g - s) + s = g = 15.0411^0$, а деклинацијоног месечевог плимског таласа $O_1 = (g - s) - s = g - 2s = 13.9431^0$, док би периоде биле за $K_1 = 360^0 : 15.0411^0 = 23.9345^h$, а за $O_1 = 25.8194$ часова.

За теорију би требало узети још већи број фиктивних небесних тела, чији би утицај највешће био незнатан, међутим је за практичне сврхе довољан десетак парцијалних таласа, од којих су најважнији: велики полудневни лунарни талас M_2, велики полудневни соларни талас S_2, дневни деклинацијони луни-соларни талас K_1, дневни деклинацијони лунарни талас O_1, дневни деклинацијони соларни талас P_1, велики елиптични лунарни полудневни талас N_2, и деклинацијони луни-соларни полудневни талас K_2.

Таквим је поступцима опажени ток плиског таласа на одређеном месту разложен у већи број интерферентних парцијалних таласа, од којих је сваки изражен формулом $A \cos (nt - \kappa)$. Па пошто се амплитуда и епоха морају увек одредити непосредним посматрањем, зову се *А* и к *хармоничке константе морских доба.* Према начину како се разни парцијални таласи преплићу, добиће опажени ток у графичком приказу свој особени изглед. Уопште се може очекивати да ће сви једнодневни плимски таласи изазвати резултирајући талас са овим особинама: једна висока и ниска вода у току 24 часа; сваких 13·7 дана највећа и најмања висока вода, са средњом висином плиме $2(K_1 \pm O_1)$; појава високе воде задоцњава се до четвртог дана после највеће високе воде, затим се до деветог дана у великим скоковима јавља све раније, да се даље понова задоцњава, те је висока вода при најмањој високој води скоро у истом часу као при прошлој највећој високој води; висина плиме има максимум у другој половини јуна и децембра, око солстиција, а минимум крајем марта и септембра, после еквинокција. Резултанта свију полудневних таласа одликује се овим особинама: две високе и ниске воде свака 24 часа; сваких 14·7 дана највећа и најмања висока вода, са амплитудом $2(M_2 \pm S_2)$; највећа висока вода јавља се увек у истом часу, док је најнижа висока вода седам дана доцније, са закашњењем од 6 часова; повећање највеће високе воде до вредности $2K_2$ у другој половини марта и септембра, око равнодневица, а смањивање за исти износ у другој половини јуна и децембра, т. ј. око солстиција. Овде треба нагласити да су за основу узете теоретске вредности, и не треба се чудити што релативни значај резултирајућих таласа при практички изведеној анализи неће одговарати теоретском, јер је раније упозорено колико се таласи интерференцијом могу повећати, смањити или бити сасвим уништени [1]).

Хармоничке константе имају и практичан значај, јер се с помоћу њих може унапред прорачунати како ће небесна тела утицати на кретања

[1]) *G. Wegemann, Moderne Methoden der Gezeitenforschung.* Geogr. Zeitschr. XIV. 1908, стр. 447—461.— *Dr. Otto Krümmel, Handbuch der Ozeanographie.* Bd. II., стр. 259—272.

морске површине. Али је за извођење 24 средњих вредности код шеснаест главних парцијалних таласа потребно око 150.000 до 470.000 рачунских операција, т. ј. сабирања, одузимања итд. бројева од две до пет цифара. Да би тај посао што више олакшао, *Виљем Томзн* је, по налогу британске владе, конструисао веома компликовану машину, која механички врши сабирање и одузимање свих различитих компонената, и методом хармоничке анализе поставио је предсказивање плиме и осеке на практичну базу. Помоћу нове машине американскога Coast and Geodetic Survey-а могу се у току од десет часова унапред одредити и у таблице уписати времена и висине сваке високе воде у свима данима године за било коју луку.

Очевидно је да вредност таквих таблица зависи од тога, колико се предсказана времена и висине високе воде слажу са истинскима. Потпуно је поклапање, наравно, немогуће, јер се споменуте вредности доста знатно мењају према превлађујућим метеоролошким условима. Изненадне промене у притиску ваздуха и снажни ветрови утичу и на време и на висину плиме.

Да би се видело колико су предсказивања тачна могу се упоредити подаци посматрања са предсказивањима на станицама Портланд и Ситл у мају и новембру 1919 године. Прва лука има полудневни тип са амплитудом од 2·1 до 3·9 метара, а друга мешовити тип са амплитудом од 0·5 до 5·0 метара. Код Портланда је у 66% предсказаних времена разлика према опаженима била мања од 6 минута, у 95% мања од 12 минута, а максимална разлика је била 25 минута, док је код Ситла била у 52% мања од 6 минута, у 78% мања од 12 минута, а у 99% мања од 18 минута. Поред тога треба споменути да код предсказаног времена високих вода није узета у обзир корекција метеоролошких утицаја; даље, да се око времена високе и ниске воде ниво морске површине врло споро мења, и тешко се може опажена појава високе или ниске воде одредити са већом тачношћу од десетине једног часа, а то су шест минута. Зато разлике од 12 до 18 минута немају знатније последице код практичне примене прорачунатих вредности[1]).

Морска доба на Средиземном Мору и његовим огранцима. — О плими и осеци Средиземног Мора још нема толико посматрања, и сигурних података, да би се могло доћи до правилног закључка. С тога о њима има неколико схватања и тумачења, која би се могла свести на два основна назора. По првом назору је Средиземно Море од Атлантског Океана толико одвојено Гибралтарским Мореузом да се према месечевој и сунчевој привлачној снази понаша као велико језеро, а исто се тако схватају као потпуно самосталне и његове котлине, које су мање или више у непосредној вези. На њима се одигравају појаве морских

[1]) *H. A. Harmer*, l. c. стр. 412—413.

доба, али при томе запремина воде остаје иста, јер нема јачих плимских струја, које би кроз мореузе пренашале знатније количине воде. По другом, супротном, назору Средиземно Море нема самосталне плиме и осеке, него се појаве на њему могу објаснити продирањем атлантског плимског таласа кроз Гибралтарски Мореуз, који би при даљем прогресивном кретању био са источних обала одбачен. Тиме би била изазвана интерференција са идућим плимским таласом, који улази са Атлантског Океана, и настале би непомичне осцилације [1]).

Другом би се назору могло замерити што атлантски плимски талас не може до обала Сирије задржати толику снагу да изазове колебања морског нивоа од 45 до 60 цм, каква су тамо опажена. С друге стране је, међутим, доказано да у мореузима има јаких наизменичних плимских струја, којима се доста велика маса воде пренаша из једне котлине у другу. Тако на пр. кроз Гибралтарски Мореуз протиче за време сизигија око 70 км^3 воде, кроз Туниски Мореуз око 50 км^3, кроз Отрантски око 16·5 км^3, а кроз Месински Мореуз око 11 км^3, те се по томе не би могао одржати ни први назор о константној количини воде у појединим котлинама.

Штернек је појаву плиме и осеке на Средиземном Мору протумачио применом хидродинамичких диференцијалних једначина и познатих лучких доба. Он је указао да лучка доба на највећем броју станица не одступају много од 3·3^h и 9·3^h средњеевропског времена, са изузетком неколиких станица око мореуза и неколиких места са непоуздано одређеним лучким добима. Само је код 14$^0/_0$ од свих станица одступање од горњих вредности веће од једног часа, а од њих отпада на непоуздане податке 9$^0/_0$. Разлика у добу од шест часова одговара половини полудневне периоде плиме и осеке. По споменутим чињеницама, *Штернек* је утврдио да се цело Средиземно Море, са изузетком неких мореуза, може поделити на неколико области у којима је лучко доба приближно 3·3^h и 9·3^h, да на њему скоро искључиво влада непомично таласање, а не прогресивно кретање плимских таласа, и да се спојнице чворова пружају у меридијоналном правцу.

На западној котлини пружа се спојница чворова од југоисточне обале Шпаније ка Југу-југоистоку, према алжирској обали. Западније од те линије просечно је лучко доба 3·3^h, са колебањем од 3·0^h до 3·8^h, источније око 8·9^h, са колебањем од 8·2^h до 9·4^h. Кад је, дакле, на источном делу западне котлине висока вода на западном је ниска, и обратно. Али се исто показује на источној, левантијској котлини, ма да спојница чворова није сигурно одређена због доста малог броја места

[1]) О старијим назорима и о литератури в. *Dr. Alfred Merz, Unsere Kenntnis von den Gezeiten des Mittelmeeres.* Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1914, стр. 139—147.

са познатим лучким добима и познатом висином сизигијалне плиме. Спојница се, вероватно, пружа од југозападног краја Родоса према североисточном делу Крита, и од његовог западног краја на Југ, према Барки. Западније од те линије просечно је лучко доба $3{\cdot}2^h$, са колебањем од $2{\cdot}5^h$ до $3{\cdot}8^h$, источније око $9{\cdot}2^h$. Међутим, по оваком распореду лучких доба мора постојати још једна спојница чворова, можда између Сицилије и Туниса, која дели западну котлину од источне.

Поред тога, *Штернек* комбинује ово осцилаторно кретање са једним другим, јер претпоставља да су доказаним плимским струјама у улазним и спојним мореузима изазвана паралелна премештања водених маса, при чему се за време притицања цело морско огледало истовремено, и у истој размери диже, а за време отицања воде исто тако спушта. То дизање и спуштање морске површине настаје на западној котлини у главном плимским струјама у Гибралтарском Мореузу, а у осталим деловима струјама кроз друге мореузе. Преплитањем осцилаторног кретања са паралелним премештањем водених маса, амплитуде су западно од линије чворова смањене, источно од ње повећане, а спојница добија ексцентрицан положај. Коринтски Залив и Мала Сирта почну са своје стране осцилитати, као заливи левантинске котлине, што доводи до знатних повећавања висине плиме (на Сирти 60 до 220 цм), а и Егејско Море може се схватити као велики залив источне котлине. На њему периода сопствене осцилације тек мало одступа од $12{\cdot}3^h$, а спојница чворова лежи између Крита и Родоса, где се Егејско спаја са Средиземним Морем. На Егејском Мору је просечно лучко доба $3{\cdot}1^h$ средњеевропског времена, а висина плиме при сизигијама око 30 центиметара.

Све споменуте уздужне осцилације подлеже и утицају земљине ротације, што доводи до истовремених попречних осцилација, а код спојницâ чворова и до амфидромије. Ње вероватно има у Месинском и Туниском Мореузу, јер су — по теорији — разилажења изорахија на тим деловима прилично велика, а то се добро подудара и са оно мало података посматрања. Али би доста јасних амфидромија требало да има и у околини спојница на западној и источној котлини, које досад нису доказане због ретких и малобројних посматрања[1]).

С погледом на морска доба, може се *Јадранско Море* поделити на јужни и северни део, чија је приближна граница одређена линијом Дубровник—Монте Гаргано. Са јужног дела има мало података о морским добима, али је он за појаву плиме и осеке врло значајан.

---

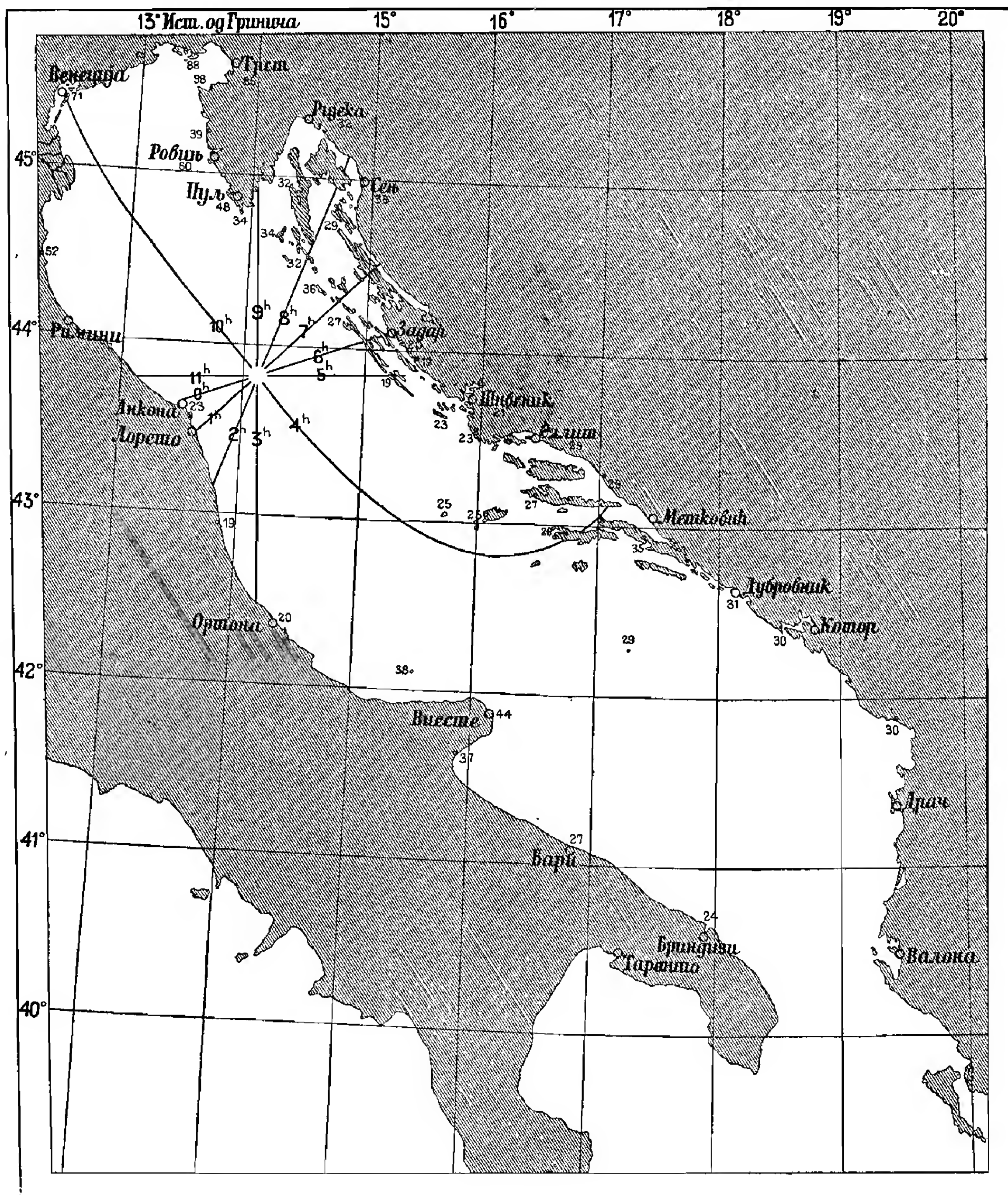
[1]) *Dr. Robert v. Sterneck, Das Gezeitenphänomen im westlichen Mittelmeer.* Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXXI., Abt. IIa. 1912, стр. 1245—1288. — исти, *Zur Theorie der Gezeiten des Mittelmeeres.* ibid. Bd. CXXII. 1913, стр. 299—364. — исти, *Hydrodynamische Theorie der halbtägigen Gezeiten des Mittelmeeres.* ibid. Bd. CXXIV. 1915, стр. 905—979.

Полудневне плиме и осеке на Јадрану нису самосталне, него су, у главном, изазване ресонанцијама на периодске импулсе са Јонскога Мора. У временима када је на њему плима, од 9·8^h до 3·8^h средњеевропског времена, образује се доста изразита струја, којом кроз Отрантски Мореуз вода притиче у Јадран и проузрокује паралелна премештања водених маса по целој површини, што би одговарало чињеници да су при обалама јужног дела Јадрана разлике у лучким добима једва нешто веће од једног часа, а просечна вредност је 4^h. На италијанској обали лучко доба има око по часа већу вредност него на арбанској, 4^h до 4·7^h према 3·6^h до 3·8^h. Приликом осеке на Јонском Мору, од 3·8^h до 9·8^h, вода из Јадрана отиче, на њему се ниво морске површине спушта, а тим процесима настају слободне осцилације, чија се спојница чворова пружа од Пага према Лорету, јужно од Анконе. Што је ова толико одмакнута ка Северозападу, може се протумачити конфигурацијом морског дна. Споменутим наизменичним струјама притиче или отиче из једног у друго море око 16·5 км^3 воде, којом би се цела површина Јадрана у средњу руку дизала и спуштала за ± 11·2 центиметра. У истини је, међутим, код Трста, на северозападном крају Јадранског Мора, просечна амплитуда полудневне плиме и осеке око 88 цм, док је на југоисточном крају око 30 цм, т. ј. скоро трипут мања[1]). Али брзина кретања воде није константна, него је око 3·8^h и 9·8^h, при мењању правца струје, равна нули, а највећа је у међувремену, око 6·8^h и 0·8^h. Да су полудневна морска доба слободне осцилације, или нека врста ресонанција, могло би се потврдити и фактом, да је теоретски прорачуната амплитуда за Отрантски Мореуз готово двапут већа него што је у истини одређена непосредно јужније од њега, посматрањима на Крфу.

Плимски талас је девијаторном снагом, као и на другим местима, потиснут на десно, чија је последица амфидромија изорахија. Даља је последица потискивања и то, што Јадран, поред слободне уздужне осцилаиије, има и присиљену попречну осцилацију, чија би се спојница чворова поклапала са средишном осовином. На скици 256 заиста се види да су изорахије 7^h — 1^h паралелне спојници чворова Паг-Лорето, а изорахије 10^h — 4^h његовој уздужној осовини, бар на севером и средњем делу Јадрана. Осим тога је амфидрома тачка североисточно од Лорета, и много ближа италијанској обали. Али је карактеристично, да су изорахије нарочито приближене једна другој око чворова Паг-Лорето, где се лучка доба веома брзо мењају, од острва Сестрицâ (5·1^h) до Лошиња (8·5^h) за 3·4 часа, а много спорије на северозападном и југоисточном делу: Трст 9·6^h, Порто Корсини 10·6^h; Виесте 3·8^h, Палагружа 3·9^h, Вела Лука, на Корчули, 4·1^h. Због земљине ротације се вредност лучких

[1]) в. стр. 779.

доба при далматинској обали повећава према Северу, док се дуж италијанске обале то догађа од Северозапада према Југоистоку.



Скица 256. — Изорахије Јадранскога Мора са лучким добима појединих места (по R. v. Sterneck-у). Бројеви крај обала и острва означују амплитуду полудневних морских доба при сизигијама, у центиметрима.

Поред великих разлика у лучким добима, није ни брзина пропагације плимског таласа на свима деловима Јадранскога Мора иста. Највећа је, при обема обалама, на Југу, око 300 километара на час или 83 м/сек,

затим на Северу, око 150 км/час, а најмања је на средњем делу, око спојнице чворова уздужне осцилације. Али је на томе делу брзина пропагације при једној и другој обали неједнака; плимски талас се уз далматинску обалу, од Сестрица до Белог Рата, на северозападном крају Дугог Отока, креће унапредно приближном брзином од 25 километара на час, т. ј. око 7 м/сек, а двапут већом брзином од Анконе до Сан Бенедета.

Кеслиц је доста богат материјал посматрања подвргао систематском испитивању методом хармоничке анализе и, ма да се оно не може сматрати као завршено, нарочито због малог броја станица при италијанској обали, није ниједна битна појава остала незапажена. Његов главни закључак је да ток морских доба — сем ако није поремећен метеоролошким утицајима — одговара познатим законима теорије, и да су седам парцијалних таласа M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, P_1 и O_1 потпуно довољни за доста тачно прорачунавање опаженог облика плимског таласа, било за теоретско проучавање или за праксу. При томе се могу пренебрегнути промене у константама, које настају у току једне месечеве периоде, т. ј. за време од 18·6 година[1]).

И по Кеслицу су морска доба на Јадрану претежно слободне осцилације, али код њих нису само важне полудневне периоде M_2 и S_2, него се јасно истичу и дневне. Обе се понашају као два независна система таласа, чијом су интерференцијом изазвана опажена кретања. Амплитуде полудневних таласа, нарочито најјачих међу њима, M_2 и S_2, највеће су на најсевернијем, плитком делу мора. Одатле се према Југу врло нагло смањују, до минималне вредности око Белог Рата, а даље се почну поново, али врло споро повећавати, те у јужној Далмацији немају ни близу онолике вредности као код Трста и Пуља, што се види из приложене таблице и скице 257.

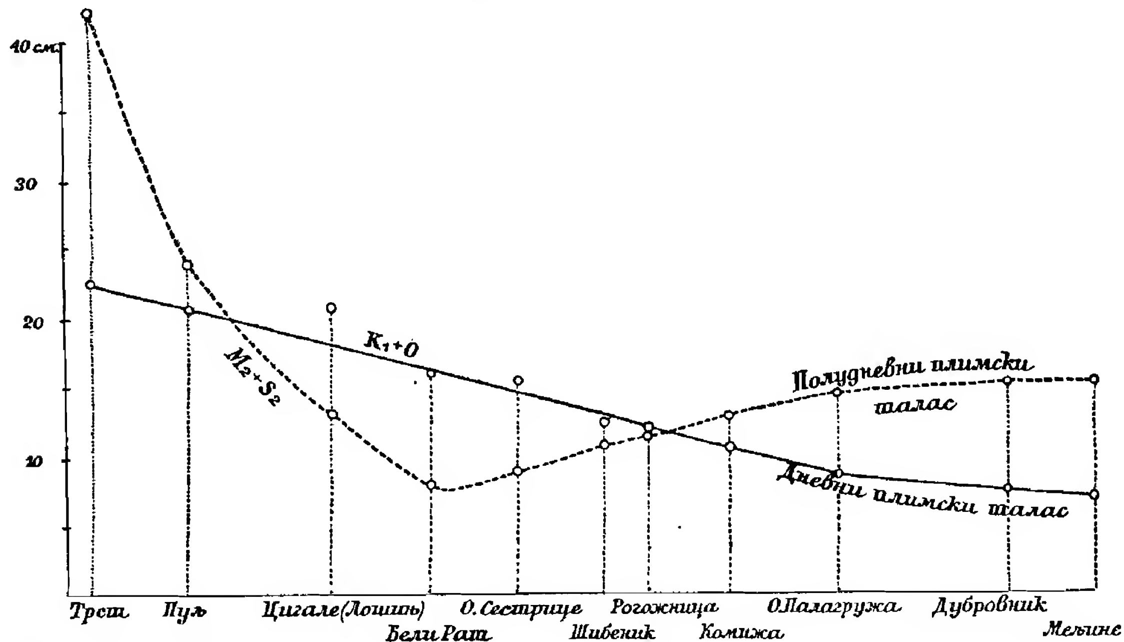
Лучка доба (у ср. евр. вр.) и амплитуде парцијалних таласа (у цм) на Јадранскоме Мору.

Место	φ=	λ=	лучко доба	M_2	S_2	N_2	K_2	K_1	P_1	O_1	S_1
Трст	45°38·9′	13°45·5′ Гр.	9·6h	26·30	15·83	4·30	5·22	17·33	4·75	5·02	0·80
Пуљ	44 51·8	13 50·8	9·2	15·07	8·68	2·34	2·45	15·63	4·94	4·96	0·67
Сењ	44 59·6	14 54·0	8·3	9·93	5·15	(1·7)	1·99	13·60	(4·2)	(4·4)	—
Бели Рат . . .	44 9·3	14 49·9	7·0	4·56	3·43	(0·8)	1·06	12·12	3·37	3·36	1·55
Шибеник . .	43 43·3	15 51·4	4·6	6·29	4·43	(1·1)	1·39	9·25	(2·9)	(3·0)	0·55
Комижа . . .	43 2·7	16 5·3	3·9	7·40	5·16	1·30	1·44	7·83	2·40	2·51	0·34
Палагружа . .	42 23·6	16 15·1	3·9	8·58	5·60	1·61	1·69	6·14	2·33	2·16	1·21
Дубровник . .	42 38·4	18 6·8	3·8	9·29	5·80	1·48	1·65	5·08	1·74	2·14	0·21

[1]) в. Нутација, стр. 165—166.

Према променама лучких доба и понашању амплитуда од северног до јужног Јадрана, потпуно је јасно да полудневна морска доба имају карактер непомичних таласа, чији би чвор лежао нешто јужније од Белог Рата. Прорачунат однос амплитуда $M_2 : S_2$ колеба при обалама од 1·31 до 1·99 и нигде не достиже теоретску размеру од 2·3. Код осталих полудневних парцијалних таласа одговарајуће размере су у просечним вредностима оволике: за $M_2 : N_2 = 5{\cdot}90$, за $S_2 : K_2 = 3{\cdot}26$. По томе излази да је амплитуда велике елиптичне лунарне периоде 0·17 M_2, а еквинокцијалне периоде 0·31 S_2.

Сасвим се друкчије мењају амплитуде код једнодневних парцијалних таласа. Оне се од Југоистока према Северозападу веома правилно повећавају: код најјачег соларног плимског таласа K_1 од 4·97 цм. код Мељине и 5·08 цм. код Дубровника до 17·33 цм. код Трста. У скици 257



Скица 257. — Амплитуде полудневних и дневних парцијалних таласа при источним обалама и на пучини Јадранскога Мора (по W. v. Kesslitz-y).

унесене су на ординати амплитуде двају парцијалних таласа $K_1 + O_1$, а пуна линија која спаја вредности разних места готово је потпуно права и нагнута према Југоистоку. У продужењу би се та линија пресекла са апсцисом на толиком удаљењу које би одговарало географској ширини Отрантског Мореуза. Ту би требала да је спојница чворова, али јој се постојање није могло утврдити посматрањима. Иначе се поређењем разних парцијалних таласа показало да су код сваке станице амплитуде за P_1 и O_1 скоро једнаке, а средња је размера $O_1 : P_1 = 1{\cdot}04$. С друге је стране просечна размера за $K_1 : P_1 = 3{\cdot}23$, за $K_1 : O_1 = 3{\cdot}10$, а по томе би амплитуде од P_1 и O_1 према амплитуди великог луни-соларног таласа K_1 биле у односу 0·31, односно 0·33.

Између полудневне периоде морских доба, са теоретским трајањем од $11 \cdot 80^h$, и дневне периоде, са трајањем од $23 \cdot 63^h$, које су дејством трења продужене за $4 \cdot 2\%_0$, односно $1 \cdot 3\%_0$, главна је несугласност у томе, што код друге нема аналогне појаве ресонанције, а ни утицај земљине ротације не доводи до амфидромије, него се огледа у веома малим временским разликама код појаве високе воде, која би била изазвана том компонентом. Максимална разлика је нешто већа од једног часа. Иначе би једнодневна плима и осека могле бити слободне осцилације, али је већ споменуто да им постојање није утврђено ни посматрањима, ни теоријом.

Ако се амплитуде дневног деклинацијоног луни-соларног таласа K_1 упореде са вредностима великог полудневног лунарног M_2 и соларног S_2 таласа, лако ће се опазити да у пределима око спојнице чворова Паг-Лорето амплитуде оба полудневна таласа скупа нису ни приближно онолике као што су код парцијалног таласа K_1. Код Белог Рата су, наиме, одговарајуће вредности 7·99 (= 4·56 + 3·43) и 12·12 центиметара. Тиме се може објаснити зашто се на средњем Јадрану опажа само дневни тип морских доба, са једном плимом и осеком.

Према разликама у току морских доба, које су у разним пределима условљене различитим суделовањем парцијалних таласа, може се Јадран поделити на неколико карактеристичних делова:

I. Тршћански Залив, где је просечна амплитуда M_2 знатно већа од K_1. На њему је размера $K_1 + O_1 : M_2 + S_2 = 0 \cdot 53$, а ток морских доба има мешовити тип (тип: Трст). Ту је дупла дневна осцилација најбоље изражена, али је — због јако развијеног дневног таласа — полудневна неједнакост врло велика, нарочито у другој половини априла и октобра.

II. Западна обала Истре до острва Уње, где је просечна амплитуда M_2 скоро једнака са K_1 (тип: Пуљ), али су обе мање него код типа I. Дневни плимски талас боље је развијен око квадратура, нарочито од јануара до септембра, када су секундарни екстреми готово сасвим потиснути. Највећа висока вода опажа се око солстиција, дакле доста доцније но у Тршћанском Заливу.

III. У Ријечком Заливу и Подгорском Каналу просечна је амплитуда M_2 нешто мања од K_1, па је и $K_1 + O_1 : M_2 + S_2 = 1 \cdot 12$, а тиме дневна неједнакост постаје толико велика да се око месечевих квадратура јавља у целој четврти само дневни тип, код кога се висока вода управља по кулминацији парцијалног таласа K_1. Чак се и при највећој високој води: у мају, јуну, новембру и децембру, опажа само једна плима и једна осека (тип: Сењ).

IV. На средњем делу Јадрана, од Уња до острва Муртера, средња амплитуда M_2 знатно је мања од K_1, размера $K_1 + O_1 : M_2 + S_2$ знатно је већа од 1·25, и мења се од 1·61 до 2·00, а морска доба имају потпун карактер дневног типа (тип: Бели Рат). На томе делу Јадранскога Мора

скоро и нема полумесечне неједнакости, а ток се у највећем делу лунарног месеца управља према парцијалном таласу K_1. С тога се сваког идућег дана висока вода појави нешто раније, од једног до другог месеца за два часа, и — преплитањем са полудневним таласима око сизигија — ток морских доба толико се поремети да се у летњој половини године висока вода опази у 6^h, а у зимској око 18^h до 19^h. Неправилан мешовити тип влада за време сизигија само од фебруара до априла и од августа до октобра, иначе је и при њима развијен чист дневни тип. Највећа висина плиме је око солстиција, као и код типова II и III.

V. Од Муртера до линије Ластово-Трстеник, на Пељешцу, средња амплутида M_2 мања је од K_1, а амплитуде свих парцијалних таласа мање су но код типа III (тип: Шибеник, Комижа). Размера $K_1 + O_1 : M_2 + S_2$ мења се од 0·82 до 1·15 и по томе овај део Јадрана има мешовити тип морских доба, на што указује и смањивање дневне према полудневној осцилацији. Једино се око квадратура опажа у току целе године једна висока и ниска вода, т. ј. у тим добима је развијен дневни тип. Највећа висина плиме је после солстиција, око два месеца доцније но у Тршћанском Заливу.

VI. На јужном Јадрану, од линије Палагружа—Трстеник до Отрантског Мореуза, просечна амплитуда M_2 већа је од K_1 (тип: Палагружа, Дубровник). Тај тип се по величинама амплитудâ ближи типу I, али су оне ипак код свих парцијалних таласа око трипут мање, ма да је и ту и у Тршћанском Заливу размера $K_1 + O_1 : M_2 + S_2$ скоро иста, т. ј. око 0·50. Полудневна периода овде надјачава, те су зато дневне неједнакости мање, а на мареограмима најчешће се оцртава дупла осцилација. Дневни тип се опажа при квадратурама само од фебруара до априла и од јула до септембра, док је појава секундарних екстрема око солстиција заједничка на северном и јужном делу Јадрана, а на средњем делу ишчезава. Јужни Јадран се одликује врло малом варијацијом лучких доба и скоро непромењљивом просечном амплитудом, око 30 центиметара. Највећа висока вода је почетком августа и фебруара, око три месеца доцније него у Тршћанском Заливу [1]).

[1]) Generalmajor *Dr. Robert v. Sterneck, Das Fortschreiten der Flutwelle im Adriatischen Meere.* Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXVII. Abt. IIa. 1908, стр. 151—203. — *Dr. Robert v. Sterneck, Über den Einfluss der Erdrotation auf die halbtägigen Gezeiten der Adria,* ibid. Bd. CXXIII. 1914, стр. 3—32. — исти, *Zur hydrodynamischen Theorie der Adriagezeiten.* ibid. Bd. CXXIV, 1915., стр. 147—180. — исти, *Die Gezeitenerscheinungen in der Adria.* II. Teil: *Die theoretische Erklärung der Beobachtungstatsachen.* Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Mathem.-naturw. Kl. Bd. XCVI, 1919, стр. 277—324. — Kontreadmiral d. R. *Wilhelm v. Kesslitz, Die Gezeitenerscheinungen in der Adria.* I. Teil: *Die Beobachtungsergebnisse der Flutstationen.* ibid., стр. 175—275. — *Hermann Dannies, Die Gezeiten von Ragusa, St. Andrea und Pelagosa.* Ann. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1912, 16 стр. — *Dr. F. Hopfner, Die Gezeiten im Hafen von*

До скора се сматрало да на *Црном Мору* уопште нема плиме и осеке, међутим је *Штернек* према мареографима у Севастопољу и Одеси, као и личним испитивањима у Констанци и Феодосији, утврдио да их и тамо има. Али се полудневно кретање плимског таласа очитује у обичном осцилирању морске површине, чија би спојница чворова лежала око средине котлине и пружала се у меридијоналном правцу, нешто источније од јужног врха Крима. При западној обали је лучко доба око $3{\cdot}1^h$ ист. евр. врем., на источној половини мора шест часова доцније, око $9{\cdot}1^h$, а висина плиме врло је незнатна: мања је од 9 центиметара[1]).

Утицаји копна на ток морских доба. — Континентална површ, морски заливи и велика речна ушћа стварају процесу морских доба препреке, које су у неким случајевима врло значајне због јако повећаног трења. Ако се и морска доба схвате као кретања таласа, што је мислио *Ери*, морале би се и код њих догађати исте појаве као код таласа у плитким водама, што потврђују посматрања. Под утицајем све плићег дна, брзина и дужина таласа се смањују, периода остаје непромењена, док се висина повећава приближно у обрнутој пропорцији са четвртим кореном дубине, и у обрнутом односу са другим кореном ширине воденог резервоара. Али и овде, као код сваког таласа, водене честице имају својствена орбитална кретања, а код таласа са великом дужином осећају се као струје. То је објашњење струја морских доба, које су од вајкада биле важне за морску пловидбу.

Напред је, међутим, споменуто како се са ближењем жалу орбитална кретања водених честица деформирају, и како се промена у правцу струје не догоди око $3^h 6^m$ после високе или ниске воде, него се јавља све раније, а при жалу се приближно подудара са овим фазама[2]). Последње су чињенице свакако проузроковане поремећајима нормалног кретања таласа, и заиста се у све плићем мору спољашњи облик таласа мења, услед промена у орбиталним путањама честица, те ранији симетричан талас постаје асиметричан, т. ј. на предњој је страни стрмији него на задњој, слично као код ударања мора о обале[3]). Последица тога је да, при непромењеној периоди, плима траје краће време од осеке, док су код непоремећених таласа морских доба оба процеса једнаког трајања. Зато се у морским заливима или речним ушћима иза ниске

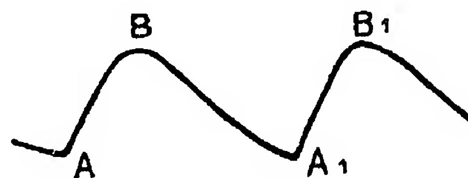
Triest. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. CXXII, 1913, стр. 1745—1799. — *Dr. A. Defant, Zur Theorie der Gezeiten im Adriatischen Meere.* Ann. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1914., стр. 270—281. — О старијој литератури има података и у расправи *Dr. Alfred Merz*, l. c.

[1]) *Dr. R. v. Sterneck, Hydrodynamische Theorie der halbtägigen Gezeiten des Mittelmeeres*, l. c.

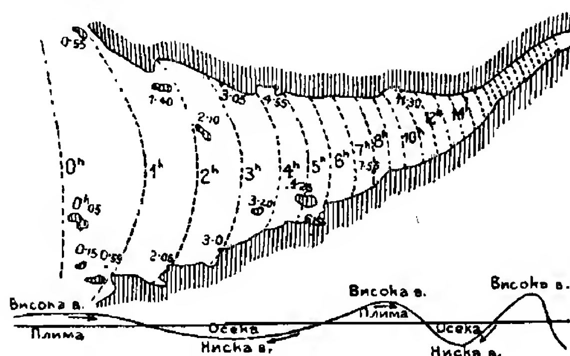
[2]) в. стр. 777.

[3]) в. стр. 725—726.

воде (ниво *A* у скици 258) морска површина веома брзо диже до тренутка високе воде *B*, а у графичком приказу се показује да је линија AB конвексна и врло стрма, док осека траје много дуже, морски ниво се много спорије спушта до идуће ниске воде A_1, и линија BA_1 има облик синусоиде. Што дубље талас продире у залив или речно ушће тим више се трајање плиме скраћује, а трајање осеке продужава, и тим стрмији је и виши облик таласа. То је у скици 259 приказано за Бристолски Залив, као непосредни наставак реке Северн. Из ње се види како су изорахије све ближе једна другој што је канал ужи, јер се услед његова сужавања и плићања брзина таласа све више смањује. Доле је профил таласа, где је јасноће ради висина према дужини претерано повећана. Талас је према унутрашњости канала све краћи, виши, и нарочито на предњој страни стрмији. Још јасније се виде разлике у трајању плиме и осеке, односно дизања и спуштања морског нивоа, из следећих примера за места на реци Жиронди и Гарони, и на Везеру, у којима бројеви у загради означују удаљење од ушћа:



Скица 258.



Скица 259. — Изорахије и облици плимских таласа у Бристолском Заливу (по W. Köppen-у).

Жиронда (највиша висока вода 19-IX-1876)

	плима	осека
Поајнт де Грав (ушће)	6h10m	6h 8m
Поијак (51 км.)	4 41	7 37
Бордо (95 км., Гарона)	3 25	8 33
Кастет (149 км. „)	2 10	10 8

Везер (25-XII-1877)

		плима	осека
Бремерхафен	(ушће)	5h18m	7h12m
Вегесак	(51 км)	4 12	8 12
Бремен	(66 км)	3 30	8 54

На врло широким ушћима може плимски талас продирати узречно са тек нешто ослабљеном енергијом, и за цело време плиме обрнути речни ток у узводан, а на доста великом удаљењу од ушћа изазвати периодска полудневна дизања и спуштања речне површине. На месту где престаје утицај морских доба лежи истинска граница између реке и океана, која се зове граница маритимног дела реке. На томе су делу подигнута многа важна трговачка места по свима крајевима на Земљи. По горњој дефиницији је маритимни део најдужи на Амазону, јер се јасна морска доба осећају и на речици Купари, малој притоци Тапашоса, до 870 километара узводно од ушћа. На толиком маритимном делу могла би истовремено постојати висока и ниска вода, а кадикад и

више. Далеко се осећају морска доба и на Јанг-Це-Кјангу или Плавој Реци, у Кини, до 500 километара узводно од ушћа, али им она подлежи само у зимским месецима, при најнижем речном стању. Лети маритимног дела на тој реци нема због обилних монсунских киша и њихове последице: врло набујале реке са огромном количином воде. Конго је, међутим, због својих брзака лишен утицаја морских доба већ релативно недалеко од ушћа; она се осећају отприлике до 170 километара узводно. До мањих удаљења од ушћа има плиме и осеке на великим европским рекама, уз обале Атлантског Океана и Северног Мора.

При толико краткој плими, и толико наглом дизању нивоа од ниске до високе воде, које на пр. код Њунхана, на реци Северн, не траје дуже од $1^h\ 30^m$, није никакво чудо што стрмен чеоне стране плимског таласа може добити изглед неколико метара високог воденог бедема, који се преко плићака ваља узводно као запенушени млат, који бурним шумом удара о обале, и који се на разним местима зове различитим именом: поророка или шумна вода око ушћа Амазона, bore код Енглеза и Немаца, mascaret и raz de marée при ушћима француских река.

Сама пропагација таласа у плитком каналу не би никад изазвала толику промену у његову облику, него при томе има значајну улогу брзина речног тока: текући плимском таласу на сусрет, и тежећи да његову чеону страну одгурне према ушћу, река му помаже да још више повећа стрмен. То се нарочито догађа на рекама чија су ушћа претрпана наносима муља, а ови појави су описани, поред Амазона, на Цјен-Танг-Кјангу, Петит Коделаку, речици која утиче у Фёнди Залив, Северну, и на Сени.

Бедемаст талас поророке бесно се ваља узводно кроз уско речно корито, а на обали обара све на шта наиђе. Бродови и чамци не смеју остати при обалама, да их талас не би обухватио са стране, него беже на средину корита, како би се спасли од неизбежне пропасти. Са истом злом ћуди поророка се осећа до 350 километара узводно, а опасна је чак и код ушћа Тапашоса. Ванредно је изразита ова појава у левкастом заливу Ханг-Чоуа, испред ушћа Цјен-Танга, где је Кинези зову „громом". Тај водени бедем висок је 8 до 10 метара и јури брзином од 7 м/сек. Да би се његово пустошеће дејство што више смањило, цела обала је осигурана дугачким насипима. Око ушћа реке Хугли јавља се такав талас при југозападном монсуну [1]), када су индијске реке највише набујале, са висином од 5 до 8 метара при највећој високој води. Њему следују на кратким одстојањима три скоро исто толико висока водена бедема, крећући се уз речно корито брзином од 10 м/сек. Маскаре је био такође опасна појава на Сени, при којој се водени бедем код Кил-

---

[1]) в. стр. 496.

бефа дизао до 3 метра, а узводно напредовао брзином од 8 м/сек. Да би се његово дејство ублажило, извршена је под Наполеоном III. регулација канала. Зато се маскаре сада опажа само у временима када је коефицијент морских доба[1]) већи од 1, а дејство му се пре свега огледа у снажним струјама.

Дуж разуђених обала, на којима се плимски талас диже до неколико метара, и где се лако образују струје морских доба, ове су врло значајне за морски саобраћај. Приморцима је добро познато да многи бродови морају у лукама чекати на погодно време плиме, да би се могли отиснути на пучину. То су нарочито случајеви где су луке и пристаништа опкољени плићацима или остењцима, који се дижу скоро до нормалне морске површине. С тога је немогуће да бродови крећу из њих при осеци.

Али има и супротних случајева да је улазак плимског таласа у речна ушћа доста мирна и неизразита појава. Исто се тако обрнут процес догађа кад плимски талас прође кроз мореузе, јер ови прече слободан прилив великим масама воде, те су с тога морска доба у затвореним морима релативно неизразита, и мањег значаја. Као пример може послужити висина плиме с једне и друге стране Гибралтарског Мореуза. Код Тангера, на атлантској страни је амплитуда полудневних морских доба при сизигијама 250 центиметара, код Тарифе, на средини мореуза, 183 цм, док је у Средиземном Мору код Гибралтара 99 цм, код Орана 18 цм, а код Аликанте, на југоисточној обали Шпаније, тек 8 центиметара. Кад, дакле, прође кроз теснац, плимски талас се прошири на много већу површину, а висина му се толико смањи да се тешко може опазити. Зато је висина плиме код Гибралтара 2·5 пута, а код Орана скоро 14 пута мања но код Тангера.

Утицаји струја морских доба на копно. — Из досадањег излагања се видело да при обалама морска доба имају за последицу, поред дизања и спуштања морског нивоа, још и наизменичне струје, које се у плитким водама претежно крећу са пучине на обалу и натраг, а нарочито су изразите у мореузима између острва или полуострва, у левкастим заливима и у речним ушћима. По теорији је брзина ових струја пропорцијонална нивоској разлици између ниске и високе воде, а обрнуто пропорцијонална другом корену дубине мора. Ако се са h означи половина амплитуде плимског таласа, са p дубина мора, са g акцелерација теже, и ако се све вредности изразе у метрима, биће

$$v = h\sqrt{g : p} = 3{\cdot}13h : \sqrt{p} \text{ м/сек.}$$

Али, како се у наутичким круговима брзина обично изражава у узлима[2]), односно морским миљама, може се за брзину поставити друга формула,

[1]) в. прим. 1 на стр. 785.

[2]) в. прим. 2 на стр. 723—724.

по којој је апроксимативно $v = 6{\cdot}08\, h : \sqrt{p}$, где су h и p изражени у метрима; а v у морским миљама/час.

На пучини се брзина струја морских доба готово не може ни опазити, док се у плитким водама не сме потценити, што се види из ових примера. Ако се узме да је $h = 1{\cdot}5$ м, а p да је променљива вредност, добиће се при разним дубинама мора оволике брзине струја: у случају да је $p = 10$ м. биће $v = 2{\cdot}88$ миља/час, односно 1·49 м/сек.; за $p = 30$ м. биће $v = 1{\cdot}66$ миља/час; за $p = 1000$ м. биће $v = 0{\cdot}29$ миља/час, а за $p = 5000$ м. била би брзина $v = 0{\cdot}13$ миља/час или 0·066 м/сек. Али је на пучини, т. ј. у дубоком мору, амплитуда плимског таласа већином знатно мања од горње вредности, те ће и брзина струје бити много мања. Јер, ако се узме да је $h = 0{\cdot}65$ м., биће при $p = 1000$ м. брзина $v = 0{\cdot}12$ миља/час или 0·06 м/сек, а при $p = 5000$ м. било би $v = 0{\cdot}055$ миља/час или 0·029 м/сек.

Осим тога је раније споменуто да амплитуда плимског таласа зависи и од ширине воденог резервоара[1]), те би се горњој једначини морао додати још један члан приближно оваквог облика $c \,.\, 2h : \sqrt{b}$, у коме је c константа, одређена посматрањима, а b ширина морске површине. На обалама слободног мора, где је b према $2h$ неизмерно велико, тај члан је скоро раван нули, а иначе је реална вредност.

По томе излази да струје морских доба имају највећу вредност у оним заливима који се према крају све више сужавају и плићају, или где се мореузи јако суже. Ту им се брзина може повећати до неколико морских миља на час. Тако би на пр. у Бристолском Каналу брзина плимске струје била по рачуну 5·5 миља/час, у Заливу Сен Мало 6 до 7 миља/час, што донекле потврђују и опажања. Местимично се брзина плимске струје повећа до 10 морских миља, или 5·2 м/сек, а највећи максимум је измерен у Заливу Ханг Чау, на кинеској обали, са 11·5 миља/час, односно 5·9 м/сек. Због врло брзих струја, и због конфигурације обала, на таквим се местима стварају врло опасни вртлози за морски саобраћај. Од њих су најпознатији Сцила и Харибда у Месинском Мореузу, Мāл струја код Лофотских Острва, нарочито између места Верё и Москенезё, и оближња Салт струја код места Бодё у Норвешкој. Обалски пароброд пролази кроз ту злогласну струју у Салтен Фјорду само при тихој води, наиме кад струја мења правац.

Врло су јаке струје морских доба око целе Велике Британије и западне обале Норвешке, уз североисточне обале Северне Америке, при североисточној и јужној обали Јужне Америке, дуж целе југоисточне обале Азије, од Кореe до ушћа Гангеса, око Борнеа и околних острва, између Аустралије — Нове Гинеје и Тасманије, и на по гдекојим местима африканске обале.

[1]) в. стр. 582.

Карактеристично је да је у неким заливима и речним ушћима брзина плимске струје толико велика, као што је имају реке у својим горњим токовима, или око пробоја[1]), а по томе би се могло закључити да и струје морских доба имају сличну механичку снагу као и реке. Струје су заиста важне за промене у облику обала, јер собом пренашају речне седименте са ушћа, засипају теснаце и опасно подлокавају лукобране и гатове. То могу с тога, што струја плимских таласа није ни при дну много слабија но што је на површини, одговарајући врло издуженим елиптичним орбиталним путањама водених честица. По испитивањима на Северном Мору, северно од Догер Банка (око 55^0 сев. шир., 2^0 ист. Гр.), биле су максималне брзине струја у површинских десетак метара 15·9 до 20·4 цм/сек, а истовремено у дубини од 70 метара 8·9 до 13·2 цм/сек, т. ј. просечно за половину мање. С друге стране је серијама посматрања утврђено да је у Заливу Јаде, код Вилхелмсхафена, размера између површинске средње брзине и просечне брзине у дубини од 2 до 5·5 метара при струји плиме 111 : 99 цм/сек, а при струји осеке 117 : 92 цм/сек. То значи, да је у тим дубинама брзина кретања смањена за 11°/₀ односно 21°/₀. Струје морских доба могу, дакле, бар на дну континенталне површи проузроковати знатна премештања чврсте теригене материје, а тиме утицати и на облик морског дна и обала, што је напред споменуто[2]).

Из наутичких карата се види да је у мореузу Пентланд Ферса, између североисточног краја Шкотске и Оркни Острва — нарочито око малих: Строма, Суона, Пентланд Скерис —, морско дно без изузетка стеновито, јер ту струје морских доба имају већу брзину од 4 миље на час, или око 2 м/сек, кадикад и двапут већу, док је источно и западно одатле јачина струја мања од 3 морске миље, те је дно песковито. Сличних појава има око обала Ирске, Бретање, у кинеским и корејанским водама и т. д. Наутичке карте показују како се око западне обале Шкотске, усред песковитог дна, налазе 150 до 200 метара дубоки жљебови, чије су стране и дно стеновити, а то се може приписати ерозијоном дејству морских доба, што је још изразитије у пролазима између Канарских Острва. Тамо је при премештањима каблова откривено да се са дна, у дубини од 4000 метара, дижу стеновита узвишења до 2000 и 1800 метара, са којих је глобигерински муљ потпуно однесен, а то се такође може протумачити само плимским струјама, које у тим дубинама имају брзину од 0·19 до 0·47 миља/час, односно од 0·1 до 0·25 м/сек.

Још изразитији је утицај ових струја у левкастим заливима, где имају знатно већу брзину. С тога је на тим местима ерозијона снага

[1]) Рајна на пример код Бингена, на пробоју кроз Хундсрик и Таунус, тече обично брзином од 3·4 м/сек.

[2]) О свему овом в. *Dr. O. Krümmel, Über Erosion durch Gezeitenströme.* Pet. Mitt 1889, стр. 129—138. — исти, *Handbuch der Ozeanographie.* Band. II., стр. 272—287.

значајна и, према врсти своје појаве, делује више линеарно, а не површински, као што је дејство млата. Дубинска ерозија је узрок што је стеновито дно на најужем делу Фёнди Залива, у Мореузу Парсбороа (Мајнас Чанел), изузетно дубоко, преко 200 метара. Осим тога, нигде висина плиме није већа него у томе заливу[1]), ни ерозијоно дејство јаче. У њему је несумњиво акција плиме и осеке усредсређена на то да се Нова Скотија потпуно оцепи од Северне Америке и да постане острво. По *Кримл*овом је мишљењу чак могуће да се и постанак Доверског Мореуза (Pas de Calais), односно одвајање Велике Британије од европског трупа, битним делом може приписати деловању струја морских доба. Јер, док је на месту садашњег мореуза била кречњачка плоча, која је везивала Француску са Енглеском, постојала су западно и источно од ње два велика левкаста залива, у којима је висина плиме морала бити већа но што је сада у Бристолском Каналу или Мајнас Чанелу, о чему има још очуваних трагова при обалама. Акција морских доба на прилично неотпоран кречњак могла је бити толико енергична да је довела до потпуног пробоја.

При великим речним ушћима догађају се нарочите промене. За време плиме вода струји из океана у реку, загаћује јој ток, и тече узводно, све дотле док се не успостави равнотежа. При осеци сва вода отиче у океан. Али, због земљине ротације, плимски талас скреће на северној полукугли на десно, према левој обали реке, док струја осеке из истог разлога удара о десну обалу, ма да то не морају чинити једнаком снагом. Последица тих чињеница огледа се у томе, што се речно ушће проширује у облик левка. С друге стране, све оно што плимска струја одломи од обала, струја осеке односи у море и одржава речно корито дубоко и отворено, те је тиме рад прве олакшан и осећа се све даље узводно од ушћа. Левкаста ушћа или естуари[1]) карактеристични су за све реке на чијим се доњим деловима јако осећају утицаји морских доба. Али се не смеју сва левкаста ушћа сматрати као творевине плиме и осеке и означавати естуарима. Естуари дозвољавају морској пловидби да продре у унутрашњост земаља и имају велики значај за подизање пристаништа. Најважнија француска пристаништа, већи део пристаништа на источној обали Велике Британије, и велика немачка пристаништа саграђена су у естуарима.

Поред тога треба споменути да су све велике реке мање више оптерећене суспендованом материјом, ма да не морају све градити делте. На океанима са изразитом плимом и осеком, ове знатно олакшавају однашање песка или муља, који се при ушћу лепезасто распространи у облику врло благе купе, а у естуару образује опасне, али несталне пли-

[1]) *Естуар* је речно ушће које се утицајем плиме и осеке толико прошири да добије облик левка или троугластог залива, чија је база окренута мору. Од латинског aestuare = таласати се, пенушити се, струјати.

ћаке. Јер је познато да се речни седименти при струји осеке крећу низводно, а плимска их струја носи узводно. Река је у миру само при промени правца струје, када се суспендоване честице из бочате воде брзо сталоже на дно, а то је узрок што левкаста ушћа имају глибовите обале. Напослетку, на гатење речних ушћа плимска струја утиче и тиме што у њих уноси распаднуте стеновите остатке од ударања мора о обале, којима се често придружују органски остаци фораминифера, диатомеа, па и радиоларија, те се при осеци појаве као песковита и муљевита острвца. Често је акумулација при речним ушћима толико велика да се у нким пристаништима троши веома много новца за однашање муља и песка, који су нагомилани процесом плиме и осеке.

ПОГРЕШКЕ

стр.		место	треба
348	18 ред од горе	хемијум	хелијум
354	11 „ „ „	87·9	97·9
355	19 „ „ „	сума	суме
362	13 „ „ „	сунчевих	сунчевим
372	15 и 11 ред од доле	предпоставком	претпоставком
376	9 ред од горе	чиниоца	чинилаца
382	15 „ „ доле	загревања	хлађења
390	21 „ „ горе	F	F_1
395	9 „ „ „	су-	суб-
	10 „ „ „	бјективно	јективно
399	12 „ „ доле	некако	никако
401	1 „ „ горе	7^0	7^0 шир.
408	скица 170 при крају	A	A_1
413	15 ред од горе	практичие	практичне
414	13 „ „ „	Ан-	А-
427	19 „ „ „	21·2	22·2
	20 „ „ „	—0·87	—1·20
433	5 „ „ „	фото	тропо
440	15 „ „ „	$0·56^0$,	,$0·56^0$,
442	20 „ „ „	страна	странама
447	3 „ „ доле	nte-	nie-
449	13 „ „ „	вредност	предност
463	11, 10 „ „ „	зимском	летњем
	9 „ „ „	за	са
470	16 „ „ „	иеизменично	наизменично
475	17 „ „ горе	високог	ниског
480	12 „ „ „	шипка	плоча
	4 „ „ доле	аномеметри	анемометри
481	10 „ „ горе	<	>
482	11 „ „ доле	донели	понели
484	13 „ „ горе	честине	брзине
485	2 „ „ „	нометри	мометри
499	2 „ „ доле	висина	висине
502	17 „ „ горе	полугугли	полукугли
	16 „ „ доле	30/сек.	30 м/сек.
509	5 „ „ „	стране од ветрова	стране зависи
514	19 „ „ горе	63 (за годину)	69
517	8 и 16 ред од горе	двају	двеју
532	17 ред од горе	1	1·5

стр.		место	треба
537	13 ред од доле	највише	на северној полукугли највише
544	12 „ „ горе	поличинама	количинама
549	14 „ „ доле	двају	двеју
554	16 „ „ горе	до	од
555	20 „ „ „	наставити	настати
564	10 „ „ „	ветар	ветар,
569	15 „ „ доле	покривене	покривени
575	14 „ „ горе	да не би	да би
605	10 „ „ доле	вучењу	терету
609	14 „ „ „	Азура	Адура
	3 „ „ „	рељеља	рељефа
612	23 „ „ горе	га	их
613	17 „ „ доле	западно	источно
618	20 „ „ „	нагомилани	нагомилана
619	3 „ „ „	Ueberheisse	Ueber heisse
	1 „ „ „	aufder	auf der
624	13 „ „ горе	донекли	донекле
627	4 „ „ „	20	200
628	20 „ „ доле	Которског	Которској
637	17 „ „ „	27·0	33·6
639	17 „ „ „	екцесом	ексцесом
640	4 „ „ „	труљење	труљења
650	8 „ „ „	терме	плете
651	5 „ „ „	Керпентер	Карпентер
652	6 „ „ „	scieniifiques	scientifiques
657	16, 17 ред од горе	конвенцијоним	конвекцијоним
658	19 ред од доле	египатску	арабијску
659	20 „ „ горе	Озеана	Океана
667	10 „ „ доле	зеленог	плавога
674	3 „ „ „	периодничност	периоднчност
683	9 „ „ „	које	који
684	16 „ „ горе	поћшу	ношћу
696	17 „ „ доле	љуштара	љуштура
698	11 „ „ горе	Врзо	Врло
712	8 „ „ доле	60	60 метара
720	11 „ „ „	њчак	чак
724	4 „ „ „	са	се
727	21 „ „ горе	хова	гова
730	3 „ „ доле	6·16	1·66
744	16 „ „ горе	Африке	Америке
753	16 „ „ „	Африке	Америке
758	14 „ „ доле	је 90 метара	је
	13 „ „ „	дубнни од	дубини од 90 метара
772	4 „ „ горе	проузруковано	проузроковано
773	12 „ „ „	закључцци	закључци
779	8 „ „ доле	tide	tide)
781	19 „ „ горе	горњу има	има горњу
791	17 „ „ доле	4^h45^m	3^h45^m
798	12 „ „ горе	плиског	плимског
814	5 „ „ „	заливу[1])	заливу